

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

CINQUIÈME SÉRIE

TOME DOUZIÈME

FASCICULE 1-2-3

Feuilles 1-7 — Planches I-IV

19 figures dans le texte

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N^o 173-72
Téléph. : DANTON 90-61.

1942

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* : ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les **Comptes rendus des séances et le Bulletin**.

Le service de la Bibliographie des Sciences géologiques n'est fait qu'aux membres qui envoient 50 fr. par an pour les frais de port et de manutention.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile (cautionnement 300 fr.).

Ils peuvent *acheter* à la Société : 1° avec une remise de 50 %, les Comptes rendus et les Bulletins (260 fr. l'année), la Bibliographie (100 fr. l'année), les **Mémoires de Géologie** (par mémoire) ; 2° avec une rem. de 20 %, les **Mémoires de Paléontologie** (par mémoires séparés), les **Mémoires** (nouvelle série) par souscription au volume (220 fr., étr. 250) ou par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann. Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains, adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation : 150 francs par an.

Membres à vie : 3.000 francs.

Membres à perpétuité : 5.000 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

NOTES ET MÉMOIRES

1942

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE CERTAINES CONCRÉTIONS DES LACS ET COURS D'EAUX DE L'AMÉRIQUE DU NORD

PAR **E. Bruet** ¹.

Planche I.

Les concrétions de l'Amérique du Nord ont déjà fait l'objet de nombreux mémoires. W. H. Twenhofel ² en a donné un excellent résumé. Mais parmi les concrétions des lacs ou cours d'eaux de l'Amérique du Nord qui ont été étudiées par divers auteurs, celles dont il va être question ont toujours vivement frappé l'imagination de ceux qui les observaient.

Le mot « fantastique » est celui qui revient le plus fréquemment sous la plume des géologues anglo-saxons lorsqu'ils ont à les décrire.

Mais on peut les qualifier en leur attribuant des formes géométriques qui vont d'ailleurs souvent jusqu'à la perfection. La première idée qui vient à l'esprit est qu'elles sont le produit du travail de l'homme et qu'elles ont été faites au tour. De couleur gris ardoise, parfois marron clair sur certaines faces, elles sont fréquemment ornées de cristallisations fines qui signalent la calcite. D'autres spécimens portent des granulations comme en produit le crépissage d'un mur. On distingue aussi de fins dessins que doit y laisser le contact qu'elles ont avec les brindilles des bois flottés.

J'écarterai ici tout ce qui a trait aux « Lake Balls », aux « Cladophora Balls » et aux « Armored mud Balls », etc... lesquelles sont des choses différentes.

Les concrétions aux formes géométriques parfaites ont été remarquées depuis longtemps, car E. M. Kindle ³ nous apprend que John Winthrop, Gouverneur Colonial du Connecticut, en fit parvenir des échantillons de la Nouvelle-Angleterre à la Royal Society dès l'année 1670. Ils avaient été mis au jour par un éboulement de terres.

1. Note présentée à la séance du 19 janvier 1942.

2. W. A. TWENHOFEL. *Treatise on sedimentation*, Baltimore 1932, pp. 696 et suiv.

3. E. M. KINDLE. Range and Distribution of certain types of Canadian Pleistocene concretions. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 34, pp. 609-648, pl. 5-12, 1923.

J. E. Todd ¹ pense que ces formes peuvent être accidentelles et être expliquées par des additions de matière analogues à celles qui prennent place dans le cristal qui s'agrandit.

M. E. Wilson ² écrit : « Les argiles quaternaires de cette région contiennent des concrétions de carbonate de calcium lesquelles ont des formes fantastiques et dans quelques cas une symétrie bilatérale frappante. »

Pour cet auteur, les concrétions résulteraient d'un dépôt fait par les eaux qui, chargées de carbonate lors de leur infiltration à travers le sol à la fonte des neiges, le redéposeraient au cours de l'été.

T. L. Tanton ³ écrit : « Il se présente des concrétions calcaires de formes fantastiques dans tous les dépôts d'argiles stratifiées de la région... ces concrétions sont souvent larges et plates, en concordance avec la stratification et sont discoïdes ou d'un contour irrégulier. »

E. M. Kindle ⁴ signale que des spécimens du Labrador ont tantôt un nucléus représenté par une coquille de lamellibranche, tantôt par un petit galet, tantôt par une racine. Il a trouvé dans les dépôts de la Kenemich River des concrétions renfermant des débris de racines avec sables cimentés par le fer. Cependant il rencontre fréquemment des concrétions sans nucléus visible. Il suggère l'idée que le nucléus a pu être le corps mou d'un invertébré qui ensuite aurait pourri et disparu non sans avoir livré des matières minérales qui seraient à l'origine de la concrétion. Il donne une abondante bibliographie sur le problème général des concrétions. Enfin, il ajoute que les concrétions types « compound » (il appelle ainsi les types discoïdes, à anneaux concentriques) qui ont été trouvées en Colombie Britannique et dans les Territoires du NW sont inconnues dans l'E du Canada ; la présente étude comble cette lacune.

R. S. Bassler ⁵ après avoir qualifié les concrétions de fantastiques et de jeux de la nature admet qu'un nucléus, une feuille, un grain de sable, dispose de leur forme sphérique ou arrondie. Deux ou plusieurs concrétions peuvent collaborer pour l'obten-

1. J. E. TODD. Concretions and their geological effects, *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 14, p. 354, 1903.

2. M. E. WILSON. Kewagama Lake map-Area Québec, Canada, *Geol. Survey, Mémoire* 39, Ottawa 1913, p. 105, pl. XXVII.

3. T. L. TANTON. Le Bassin des Rivières Harricanaw et Turgeon dans le Nord du Québec, Canada, *Commission géologique, Mémoire* n° 109, Ottawa 1920, p. 55.

4. E. M. KINDLE. *Op. cit.*

5. R. L. BASSLER. Concretions-Freaks in Stone, *Smithsonian Report for 1935*, p. 321-326 (with 3 plates) Washington 1936.

tion de leur commune forme. Le grossissement doit se faire couche par couche. Quand les couches se déposent plus ou moins latéralement il en résulte de curieux spécimens. Couche après couche, le calcaire serait précipité autour du nucléus par action sur le plan d'accroissement dans des eaux riches en calcaire. Comme Wilson il pense que des roches poreuses permettraient la migration de solutions riches en minéraux dissous qui ensuite les redéposeraient.

Il signale la présence des concrétions type « compound » dans les argiles glaciaires du Vermont.

Je n'ai pas rencontré un seul auteur qui ait indiqué la position exacte du gisement des concrétions. Ni Wilson, ni Tanton, ni Kindle ou Bassler ne situe le gisement qu'il décrit. On ne sait s'il s'agit de la côte E ou de la côte W, de la rive gauche ou de la rive droite. Ceci montre que dans leur esprit les conditions locales n'avaient pas d'importance.

Ces divers auteurs qui ont traité spécialement des concrétions à formes géométriques ont indiqué comme provenance des échantillons :

1° M. E. Wilson : le Lac Duparquet situé dans le district de l'Abitibi, dans le Nouveau-Québec.

2° T. L. Tanton : les dépôts du Lac Post-Glaciaire Ojibway, les dépôts du Concretion Creek, affluent de la rivière Octave, elle-même affluent du fleuve Harricanaw qui se jette dans la baie James, dépendance de la baie d'Hudson.

3° E. M. Kindle : les dépôts de la Kenemich River, de la Hamilton River, du Lac Melville (Labrador) ; Fort Smith (Alberta) ; Endako (Colombie Britannique) ; la rivière Ottawa.

4° R. S. Bassler : les argiles glaciaires de plusieurs vallées dans le N des États-Unis, telles que celles de l'Hudson, du Shoarie Creek de l'État de New York ; dans l'État du Vermont ; les rives du Mississippi (Illinois) ; dans l'État du Texas et à Barry's Bay dans l'Ontario, au Canada.

L'étude que je présente ici a été faite sur :

1° Les formations actuelles du Lac Fiedmont, dans le territoire de l'Abitibi.

2° Les formations fossiles du Lac Obalski, à 30 milles plus au Nord, soit à 180 milles environ au Sud de la Baie d'Hudson.

3° Les concrétions fossiles dans les dépôts d'argile du Lac Post-Glaciaire Ojibway au SW du Lac Obalski.

Tous ces gisements se trouvent dans le territoire de l'Abitibi du Nouveau-Québec.

C'est le gisement n° 1 qui m'a permis de faire des observations précises. A différentes périodes, j'ai campé pendant des semaines au bord du Lac Fiedmont et j'ai pu saisir sur le vif différents stades dans l'élaboration des concrétions, qui par suite de conditions particulières qui seront relevées, existent en grand nombre.

Description de la Région du Lac Fiedmont.

Le Lac Fiedmont est orienté dans son allongement de quelques degrés vers le NE. Il a comme émissaire la rivière Laflamme affluent de la rivière Bell qui devient plus au Nord le fleuve Nottaway, lequel se jette dans la Baie de Rupert, dépendance de la Baie d'Hudson.

Dans sa partie SE, le lac Fiedmont présente un renflement épousant une courbe concave très prononcée. Sa longueur est de 5 milles sur un peu moins de 2 milles de large. C'est au centre de cette courbe concave que se trouve le gisement des concrétions qui s'élaborent actuellement.

Pendant tout l'hiver, le lac est gelé au maximum car là comme au lac Obalski les températures les plus basses qui peuvent durer plusieurs semaines atteignent ou dépassent 50° C au-dessous de zéro. La neige recouvre le sol pendant sept mois de l'année.

La bonne saison durant cinq mois, c'est pendant ce laps de temps que les concrétions évoluent.

La côte du Lac, dans sa partie qui nous intéresse, est bordée de dépôts d'argiles post-glaciaires. C'est une argile grisâtre très fine, stratifiée, riche en calcaire. Là où se trouvent des cordons de concrétions, cette argile constitue le fond du lac. Sauf par tempêtes ce fond argileux sur lequel reposent les concrétions est exondé. On remarque alors qu'il est dur, lisse, mamelonné, très propre au déplacement des matériaux qui peuvent le recouvrir.

Par les tempêtes qui viennent du NW, les vagues affouillent les argiles et leur empruntent les éléments utiles à l'élaboration des concrétions. La forme concave de la côte surmontée par les argiles est le travail de l'érosion des eaux du lac, sous l'action des vents dominants.

Ces lacs peu profonds connaissent de furieuses tempêtes. Même lorsque le gros de la tempête est passé, pendant plusieurs jours, des lames courtes, se succédant rapidement, sont poussées sur la terre ferme jusqu'au pied de la falaise d'argile. L'eau con-

tient alors en suspension de l'argile délayée qui lui donne une teinte grise.

C'est un fait bien connu dans le Nord Canadien que celui de l'impureté générale des eaux des fleuves et des lacs. L'eau y est toujours trouble, toujours chargée d'argile en suspension. Ceci est dû à la finesse des argiles post-glaciaires qui entrent en suspension même dans les eaux calmes.

Les roches en place au bord du lac renferment des dykes de pegmatites et sont très fortement minéralisées par de fins cristaux de pyrites. Les éléments clastiques et les pyrites sont nombreux sous les eaux.

Un grand incendie a ravagé entièrement la forêt. Ça et là se dressent des troncs noircis. Ceci ajouté à la position relativement élevée du lac (1.000 pieds environ au-dessus de la mer) et à la nature rocheuse des collines avoisinantes, place le lac Fiedmont dans une situation privilégiée pour recevoir l'action du vent.

La végétation de pins et de sapins du Canada renferme surtout dans les parties marécageuses au bord du lac le thuya de l'Est (*Thuja occidentalis* LINNÉ). C'est le plus léger des bois canadiens et il a la réputation d'être pratiquement impulrescible. Il joue un grand rôle dans l'élaboration des concrétions.

Tous ces arbres qui tombent dans le lac sont réduits en morceaux, lesquels flottent et viennent s'échouer sur la côte concave où les lames les alignent en files curieusement parallèles.

C'est l'aspect du bord SE du lac après chaque tempête, mais cette savante combinaison est bientôt détruite par saute de vent, pour se reformer plus tard et ainsi de suite.

Au cours de leurs pérégrinations les morceaux de bois s'amenuisent. Ils présentent une surface usée, polie. Le bois est souvent détruit alors que l'aubier subsiste. On a alors des éléments creux à surface polie, extrêmement légers.

Lorsque ce sont les nœuds du bois qui subsistent, ils prennent une forme compacte, les angles étant arrondis ; ils sont alors très aptes à tourner sur eux-mêmes tout en se déplaçant sous l'effet des petites lames et du ressac.

Par temps calme, une centaine de mètres au moins s'étend entre les eaux du lac et la falaise argileuse. On voit alors que la pente de la plage est extrêmement faible. En l'explorant attentivement, j'ai fait certaines observations.

Les Concrétions.

Les concrétions du Lac Fiedmont peuvent avoir soit des formes complètement cylindriques avec un diamètre de 50 à 100 millimètres et une épaisseur de 25 à 40 millimètres ; soit des formes plates et à zones concentriques de 80 à 100 millimètres de diamètre et 15 à 20 millimètres d'épaisseur ; soit des formes allongées où la longueur atteint le double de la largeur. On remarque également un certain nombre de concrétions composées par la réunion de deux ou plusieurs d'entre elles. Des concrétions à l'état embryonnaire ont des dimensions d'un tiers à la moitié des données ci-dessus. Ces dernières sont très aptes sous l'action combinée des lames et du ressac à tourner sur elles-mêmes comme des toupies.

En dehors des concrétions durcies, solides, cristallisées d'un type définitif, on remarque :

a) — De nombreux fragments arrondis de bois ; b) — des fragments également très roulés en voie de minéralisation par le fer ; c) — des fragments comportant un centre de limonite entouré d'une carapace déjà durcie auquel il passe insensiblement. Dans une coupe transversale, on distingue nettement ce passage insensible par les couleurs qui vont progressivement du brun foncé de l'hydroxyde de fer au jaune gris de la carapace ; d) — à un stade plus avancé le nucléus de limonite est vide au centre et un remplissage secondaire de débris clastiques de quartz, de micas, d'amphibole, de pyrites, de feldspaths l'occupe entièrement. A la périphérie on distingue une couche adhérente de carbonate de chaux cristallisé qui peut aussi pénétrer au centre.

Certaines concrétions, tout en ne montrant encore qu'un noyau central de limonite et une carapace minérale composée d'éléments clastiques cimentés, ont déjà des formes qui rappellent bien les concrétions du type définitif en carbonate de chaux finement cristallisé (fig. 8). Ce prototype a 14 millimètres de diamètre. On remarquera sur la figure le noyau central de limonite rempli d'éléments clastiques.

Parmi les concrétions solides, entièrement cristallisées du type définitif, on remarque des concrétions que je qualifierai d'adultes et d'autres de faible taille qui semblent devoir encore s'accroître en dimensions. En les brisant on remarque la disparition de la limonite, mais le remplissage primitif du nucléus par les éléments clastiques demeure.

En lames minces, on voit :

1° Sur b) : la structure nettement visible du bois.

2° Sur c) : le bois est presque complètement transformé en limonite. Au centre il existe le remplissage d'éléments clastiques, surtout de quartz. Dans la partie moyenne le quartz clastique très fin occupe les parties détruites des cellules du bois. On distingue : la cavité centrale remplie d'éléments clastiques ; la zone à limonite où la structure du bois est partiellement reconnaissable ; la zone périphérique à éléments clastiques avec ciment ferrugineux.

A l'œil nu on remarquait déjà une dégradation de couleurs depuis le brun de la limonite au centre jusqu'au gris des éléments clastiques à la périphérie. On pourrait donc écrire qu'il y a évolution de la périphérie vers le centre, mais les choses ne sont pas aussi simples. On assiste toujours à une destruction de la partie centrale du débris végétal par où se pratique le premier remplissage par les éléments clastiques.

Dans une lame on voit en un endroit la trace soit d'une branche, soit d'une radicelle qui apparaît en coupe en répétant les zones.

3° Sur d) : la structure du bois a disparu et on reconnaît les zones ci-dessus indiquées.

Des lames pratiquées dans des concrétions cristallisées ne laissent plus voir que les éléments clastiques alignés des différents minéraux lorsque la coupe est longitudinale par rapport à ce que l'on devine avoir été l'axe d'allongement du nucléus.

Un échantillon de ce type (fig. 15) remis au laboratoire pour polissage afin d'en dégager la structure a donné lieu aux observations suivantes :

Le polissage a été rendu très difficile par la présence d'une zone centrale très dure qui tranche nettement sur la périphérie relativement tendre. Le finissage n'a pas été possible. On distingue cependant nettement à l'œil nu et à la loupe l'emplacement du nucléus qui a disparu. On voit l'alignement des minéraux clastiques et ce qui est aussi très intéressant, le fait que la concrétion s'est formée en deux temps. Le premier temps est représenté par une zone centrale plus sombre ; le nucléus la traverse et à ce stade de l'évolution de la concrétion, le nucléus, un débris végétal sans doute, la traversait ressortant à l'extérieur de part et d'autre. Autrement dit la concrétion à ce stade s'est formée au centre d'un débris végétal allongé.

Un autre échantillon (fig. 18) a donné lieu aux mêmes observations durant le polissage, mais cette concrétion était fixée sur un galet. Un coup de marteau a suffi pour l'enlever, on voit

dans la fig. 17 la surface adhérente au galet. Dans la coupe de la fig. 18 on distingue d'abord transversalement, sur 12 millimètres d'épaisseur, la trace du nucléus remplie de grains clastiques de quartz alignés. A la base, on voit 3 temps dans la constitution de cette zone. La base était primitivement moins importante. Postérieurement à la fixation il y a eu remplissage jusqu'à l'alignement avec la périphérie du nucléus. Ce remplissage s'est fait en 2 temps. La fixation qui a eu lieu alors que la concrétion était encore peu solide a amené une fracture avec plissements de la zone carbonatée et de la matière de remplissage du nucléus. Quant à la fracture rectiligne elle a pu être faite lors du décollement de la concrétion. Dans la partie haute de la concrétion, on distingue aussi plusieurs temps dans la construction. Enfin tout au sommet il y a eu encore un crépissage qui a amené la concrétion au stade actuel.

Au fur et à mesure de la destruction des cellules végétales — la « limonitisation » étant insuffisante pour leur conservation — un remplissage de très fins éléments clastiques et de carbonate prend place.

Ainsi se poursuit au sein des eaux agitées et au caprice des vents la constitution de la carapace autour de laquelle se déposera le carbonate de chaux.

Consolidation des concrétions par cristallisation.

Été comme hiver, les tempêtes se succèdent à une cadence à peu près régulière, sauf en plein été où l'on connaît une période de l'ordre d'un mois de chaleur avec vent orienté au même point.

Mais ordinairement, pendant la belle saison, qui est la période active pour les concrétions, en mai et juin par exemple, le vent varie périodiquement chaque semaine.

A une tempête de 4 à 6 jours, succède une période de calme d'égale durée.

Cette agitation intense est éminemment favorable au départ de l'acide carbonique à la faveur duquel peut être dissous le carbonate de chaux qui alors se reprécipite.

Pendant que dure la tempête du NW les vagues recouvrent la plage et les concrétions s'agrandissent. Dès que la saute de vent se produit le calme revient, l'eau se retire et les concrétions sont exposées à l'air et au soleil.

Si l'on conçoit que la période d'été est seule utile, on peut sans trop s'avancer imaginer que le premier échantillon qui a

reçu un polissage, a été recueilli au cours de sa seconde année d'existence, car il ne montre que deux zones concentriques.

Explication de certaines formes.

L'alternance des périodes d'activité pendant la belle saison et l'arrêt de toute activité pendant la saison d'hiver sont sans doute responsables de certaines formes.

Non seulement la forme peut varier par simple rupture dans l'évolution mais les conditions locales ne sont pas forcément les mêmes pendant deux périodes consécutives encadrant un temps d'arrêt.

J'ai pu saisir les raisons de certaines formes par le fait de la fixation de concrétions sur un galet par exemple. Dans ce cas la concrétion, n'étant plus libre, prend souvent une forme asymétrique.

C'est donc bien la rotation de la concrétion sous l'action des vents dominants, de la vague, du ressac, qui lui donne sa si parfaite symétrie laquelle est déjà acquise au stade du prototype de la fig. 8.

Enfin le manteau littoral de débris végétaux qui s'étend assez loin du rivage peut amener l'élaboration de formes curieuses.

On notera que ce manteau comporte des cordons assez bien différenciés de bois fins et de bois plus gros.

Lorsque les concrétions se trouvent soit entravées dans leur rotation par les bois, soit au voisinage de bois qui peuvent agir comme le ferait l'outil d'un tour, on conçoit que leur forme soit sous la dépendance de ces actions.

Il résulte d'autre part un alignement en cordons des concrétions à formes géométriques car elles ne peuvent vraiment acquérir une parfaite symétrie que débarrassées de toute entrave.

Enfin si une entrave, galet ou bois, se présente à un moment donné, il pourra en résulter une rupture dans la symétrie de la concrétion. Le contraire aussi peut évidemment avoir lieu : une concrétion peut acquérir une périphérie symétrique après un début asymétrique.

Les concrétions composées ne résultent pas de l'action de plusieurs nucléus travaillant ensemble mais de la fixation d'une concrétion déjà évoluée sur une autre.

On conçoit le mécanisme de la fixation. Une concrétion devient tangente à un galet à angles très arrondis des formations glaciaires ou à une autre concrétion ; le dépôt du carbonate de calcium continue et fixe la concrétion.

Si donc la concrétion est en principe, pour sa forme, sous la dépendance du nucléus, d'importantes perturbations peuvent survenir au cours de son évolution.

Le lac Obalski et ses concrétions.

Le lac Obalski a 7 milles de longueur sur 2 milles de largeur ; son contour est très irrégulier.

Il est traversé par le fleuve Harricanaw qui se jette dans la Baie James.

Un dépôt d'argile riche en concrétions se trouve sur la presqu'île de l'Est, au pied du vieux poste de la Cie de la baie d'Hudson.

Les concrétions sont fossiles, c'est-à-dire qu'il ne s'en forme plus aujourd'hui. Leur situation est d'ailleurs nettement au-dessus du niveau du lac. Celles qui sont cylindriques ont un diamètre de l'ordre de 30 millimètres et une épaisseur de 20 millimètres.

Le stade limonite n'a pu être saisi sur ces concrétions, mais on distingue généralement en lames minces :

A la périphérie, des plages de carbonate de calcium en cristaux extrêmement fins. Une sorte d'alignement ou de stratification au centre ce qui signale sans doute le nucléus qui a disparu sans laisser d'autre trace ; les grains clastiques de quartz y sont abondants.

Pour l'étude de ces concrétions je me suis trouvé placé dans les mêmes conditions que mes devanciers qui ont étudié exclusivement des concrétions fossiles.

Dans ce cas, on ne voit pas comment peuvent s'élaborer des concrétions dont on ne trouve pas trace du nucléus.

Quant à la position du gisement fossile il se trouvait placé comme celui du Lac Fiedmont sous l'action directe des vents dominants du NW.

Concrétions du Lac Post-Glaciaire Ojibway.

Des concrétions ont été trouvées sur la rive gauche de l'Harricanaw au SW du lac Obalski lors du forage de puits pour l'eau potable effectué par des colons.

J'ai pu constater que les concrétions étaient disposées en concordance avec la stratification.

Leur situation à divers niveaux montre que les conditions favorables à leur formation ont duré un certain temps.

Concrétions du Concretion Creek.

Le Concretion Creek étudié par T. L. Tanton et moi se trouve, dans la partie de son cours riche en concrétions, orienté comme la baie du lac Fiedmont et le dépôt du lac Obalski par rapport aux vents dominants, c'est-à-dire NW-SE.

CONCLUSIONS.

Les conditions locales paraissent avoir une grande importance pour l'élaboration des concrétions. La situation privilégiée du lac Fiedmont, qui le place dans une rare position pour subir l'action du vent, est sans doute la cause de la régularité géométrique et du fini de ses constructions.

Les argiles post-glaciaires comme les argiles à blocs sont riches en calcaire. La formation des concrétions s'opère dans un milieu extrêmement dense d'argile en suspension, le dépôt du carbonate de chaux est favorisé par le départ de l'acide carbonique causé par l'agitation des eaux. Ce dépôt se fait couche par couche. Les concrétions n'ont pas ici la structure de fibres disposées par sphères concentriques comme pour les dragées de Tivoli ou le calcaire pisolitique ; la cristallisation est celle d'un calcaire avec calcite finement grenue.

Les cordons de concrétions se forment sur l'affleurement des argiles, là où des conditions sont réunies pour assurer le départ de l'acide carbonique et la précipitation du carbonate de chaux. Les concrétions s'y trouvent ensuite exposées par temps calme à l'air et au soleil.

La fig. 8 montre que la forme géométrique du prototype est déjà acquise à ce stade. Le carbonate de chaux doit donc se précipiter ainsi que Bassler l'écrivait couche par couche en respectant l'architecture primitive.

Les analyses confirment parfaitement les résultats de l'examen au microscope. Dans le prototype limonitisé la silice libre atteint 73 %, l'alumine 2 à 3 %, le fer 14 %, la chaux 0,25 %, la magnésie 1,15 %.

Dans la concrétion du type définitif la silice atteint 58 à 59 %, l'alumine 1 %, le fer 1,30 %, le carbonate de chaux 33 % et la magnésie 0,70 %. Enfin dans les concrétions volumineuses c'est le carbonate de chaux qui domine. Il reste toujours un peu d'alumine combinée emprisonnée au centre ou encore attachée à la périphérie des concrétions.

Les observations ci-dessus peuvent apporter des lumières sur

la formation des concrétions fossiles lorsque le nucléus a disparu ainsi que cela existe dans de nombreux gisements. Le nucléus est toujours à l'origine de la concrétion.

Enfin l'évolution des concrétions depuis l'argile post-glaciaire d'une part et le débris végétal d'autre part pour parvenir à la concrétion du type définitif en calcite finement cristallisée et à formes géométriques si parfaites représente un petit chapitre intéressant de la diagénèse.

EXPLICATION DE LA PLANCHE I

FIG. 1, 2 et 3. — Fragments roulés et usés de *Thuja occidentalis* LINNÉ.

FIG. 4. — Fragment de bois minéralisé par la limonite avec cavité interne remplie d'éléments clastiques.

FIG. 5, 6 et 7. — Nucléus composés d'une cavité centrale remplie d'éléments clastiques entourée de limonite et d'une carapace d'éléments clastiques cimentés par le carbonate.

FIG. 8. — Prototype de la concrétion encore à l'état de nucléus.

FIG. 9. — Concrétion du type définitif ornée de cristaux de calcite (Lac Fiedmont).

FIG. 10, 12 et 13. — Concrétions du type définitif (Lac Fiedmont).

FIG. 11. — Concrétion du type « compound » (Lac Fiedmont).

FIG. 14 et 16. — Concrétions n'ayant pas encore atteint le stade définitif (Lac Fiedmont).

FIG. 15. — Section sur type 14.

FIG. 17. — Concrétion primitivement fixée sur la face montrée par la fig. (Lac Fiedmont).

FIG. 18. — Section dans la précédente.

FIG. 19, 20 et 21. — Concrétions du Lac Obalski.

FIG. 22. — Concrétions fixées sur un galet (Lac Fiedmont).

La fig. 8 représente l'objet grandeur naturelle et les autres fig. 1/2 grandeur.

DESCRIPTION D'UN NOUVEAU CRINOÏDE
DU DÉVONIEN FRANÇAIS :
BOTRYOCRINUS MONTIS-GUYONENSIS NOV. SP.

PAR Geneviève Delpey¹.

Les grauwackes schisteux à *Pleurodictyum*, Fénestelles, *Chonetes*, *Spirifer*, etc... de l'Emsien de Montguyon, près de Saulges (Mayenne), renferment en abondance des empreintes d'articles pédonculaires d'encrines. En un endroit habituellement peu fossilifère de ce gisement, j'ai récolté les éléments d'un calice et les bras qui s'y rapportent, ainsi que des fragments de tiges en contre-empainte. Il semble bien qu'il s'agisse d'un individu unique dont la conservation, due probablement à un enlèvement dans ces sédiments fins, est un hasard de fossilisation.

L'état du calice est médiocre. On y distingue trois rangées de plaques : 2 petites basales inférieures, pentagonales ; une basale de second cycle, assez haute, sans doute hexagonale ; 2 petites radiales, au sommet. Ces caractères suffisent pour incliner la détermination vers les Dicycliques *Inadunata* de Bather. Il n'y a malheureusement pas trace de la région anale, ni de tube ventral, caractères si importants pour la détermination de ces Crinoïdes. On doit aussi remarquer qu'il s'agit d'une forme de calice plutôt élancée et que les basales du second cycle semblent avoir un relief négatif par rapport aux radiales. Ce sont là des proportions que l'on rencontre chez certains *Cyathocrinus*, comme *C. Gerbei* FOLLMANN tel que l'a figuré Jaekel, et chez *Pageocrinus* KIRK. Un important fragment du tegmen, constitué par des plaques peu nombreuses, dont l'agencement semble quelconque, et de 2 brachiales, serait plutôt à rapprocher, étant donné sa solidité, de *Cyathocrinus* ou de *Vasocrinus*.

Les 5 bras, dichotomes, se divisent à la troisième brachiale qui est axillaire. C'est un caractère très fréquent chez tous les Crinoïdes pourvus de bras : Monocycliques *Inadunata* et *Adu-nata*, Dicycliques *Inadunata* et *Flexibilia*. Les brachiales sont agencées en une seule série.

1. Note présentée à la séance du 19 janvier 1942.

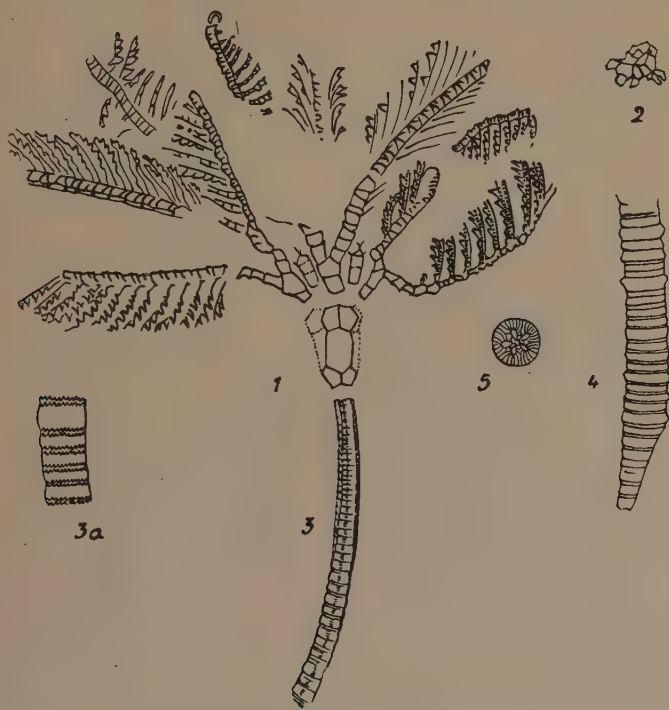
La partie la plus intéressante et la mieux conservée de l'échantillon est la disposition des petits rameaux latéraux dont l'ordre régulièrement alterné, ainsi que l'absence de ramifications ultérieures, indiquent que ce sont de vrais pinnules. Il y a un pinnule par article sur chaque bras, à partir de la quatrième brachiale. Les brachiales ont des formes de coins, leurs sutures étant obliques et de sens opposé de l'une à la suivante, correspondant à l'alternance des pinnules : c'est une disposition unisée. Des pinnules sont connus dans diverses familles de Crinoïdes : *Plicatocrinidae* parmi les Monocycliques *Inadunata*, *Platycrinidae* dans les *Adunata*, *Botryocrinidae*, *Scaphiocrinidae*, *Graphiocrinidae* et *Dendrocrinoidea* articulés, chez les Dicycliques *Inadunata*, enfin, tous les *Flexibilia Pinnata*. Ici, lorsque les plaques pinnulaires sont bien conservées, on y distingue des granulations (figure I, bras de droite) et leurs sutures sont alors assez peu visibles ; mais leur individualité est indiquée par des sortes d'expansions dentiformes, toujours à l'état de moulage creux, quel que soit le mode de conservation. Les dimensions de ces dentelures sont maxima dans la partie distale des pinnules. Des épines pinnulaires comparables ont été figurées par W. Erich Schmidt chez *Calycanthocrinus*, Monocyclique *Inadunata*, ainsi que chez *Botryocrinus* (*Bathericrinus*) et *Rhadino-crinus*, Dicycliques *Inadunata*. On observe des formations dentées analogues sur des ramifications non pinnulaires de bras, ou sur les brachiales mêmes, chez *Homocrinus Kayseri* JAEKEL, *Bactrocrinus Jaekeli* W. E. SCHMIDT, *Codiocrinus Schultzeri* FOLLMANN, parmi les Dicycliques *Inadunata*, et chez *Hyocrinus bethelianus*, Monocyclique *Inadunata* actuel.

Constituée par des articles d'épaisseurs variées, séparés les uns des autres par des sutures dentelées, la tige est généralement de section circulaire, mais devient pentagonale en sa région proximale. La surface des articles du pédoncule offre des secteurs péta-loïdes, finement burinés, avec, au centre, une étoile formée par le canal axial. Ce sont des caractères de *Pentacrinidae*, Dicycliques *Inadunata* *Dendrocrinoidea*, du grade Articulé. Comme l'espèce décrite ici, le genre *Isocrinus* (par exemple *I. decorus*) possède une section pentagonale seulement près du calice.

De la considération de tous ces caractères, on conclut qu'il s'agit d'un Dicyclique *Inadunata*, au sens large, si l'on suit Bather, d'un *Pentacrinoidea Fistulata* pour Jaekel.

Dans cet ordre, les *Cyathocrinoidea*, à tegmen fort, n'offrent

aucune espèce pinnulée, ce qui, pour Bather, n'est pas un caractère *sine qua non*. Les *Dendrocrinoidea*, à tegmen flexible et énorme tube anal, comportent un certain nombre d'espèces pourvues de pinnules. Nous avons vu que le calice rappelle les *Cyathocrinoidea*. Les bras pinnulés seraient beaucoup plus près des



Botryocrinus montis-guyonensis nov. sp.

1. Calice ; reconstitution de l'aspect du calice d'après les 2 fragments qui en sont conservés.

Bras dichotomes avec leurs pinnules (une partie des fragments, trop insignifiants, n'a pas été dessinée).

2. Fragment important du tegmen.

3-4. Tige.

3a. Fragment de tige grossi deux fois pour montrer les sutures dentelées.

5. Section de tige.

Dendrocrinoidea. Ceux-ci sont divisés en deux grades : *Distincta* à bras libres depuis le calice, tous primaires, *Articulata* aux bras partiellement unis, connus à partir du Trias. Les bras étant libres dans cet échantillon paléozoïque, il semblerait donc parfaitement normal de le rapporter aux *Distincta* et, parmi ceux-ci à leur principale famille comportant des genres pinnulés : les *Botryocri-*

nidae. Les caractères de la tige, cependant, ne permettent pas d'oublier complètement les *Articulata*, toujours pinnulés d'ailleurs, dont font partie les *Pentacrinidae*.

Bather et Jaekel considèrent les pinnules comme le dernier terme de l'évolution des bras, dans tous les groupes de Crinoïdes. On aurait d'abord des ramifications à l'infini, brachioles ou *ramuli* de plus en plus fins, puis, la régularité apparaissant, on aboutirait aux pinnules semblables aux folioles d'une feuille de fougère. Tel qu'on le comprend au sens large, le genre *Botryocrinus* offre tous les termes de cette évolution ; ce sont d'abord des formes types, du Gothlandien de Gotland et d'Angleterre : *B. ramosissimus* ANGELIN, *B. corallum* ANGELIN, *B. cucurbitaceus* ANGELIN, *B. quinquelobus* BATHER, dont les bras dichotomes à la base se bifurquent indéfiniment (hétérotomie de Jaekel). Jaekel a créé le genre *Bathericrinus* pour *B. ramosus* BATHER, où les brachioles ramifiés alternent toutes les 2 ou 3 brachiales (*ramiculi* de Jaekel). W. E. Schmidt considère *Bathericrinus* comme un sous-genre de *Botryocrinus* et y intègre *B. hystrix*, *B. ericius*, *B. spaciosus* et *B. semipinnulatus*, du Dévonien rhénan, dont les bras sont rarement plus d'une fois dichotomes ; des pinnules alternent toutes les 2 ou 3 brachiales, ce qui donne aux bras un aspect de lignes brisées, les axillaires de pinnules formant des angles alternés. Chez *Imitatocrinus* W. E. SCHMIDT les bras pinnulés se subdivisent vers leurs extrémités. Une autre espèce, rapportée à *Botryocrinus* et figurée par Bather, placée dans le genre *Dictenocrinus* par Jaekel avec *B. pinnulatus* BATHER est *Cyathocrinus decadactylus* (SALTER), du Gothlandien anglais, dont les bras dichotomes portent sur chaque branche, à partir de la quatrième brachiale, une double rangée de pinnules alternant d'un côté à l'autre, chaque brachiale portant un pinnule : ainsi les bras semblent des lignes non brisées.

Si *B. decadactylus* paraît être voisine de l'espèce de Montguyon, il subsiste entre elles des différences appréciables. Les deuxièmes basales sont ici hautes et rappellent *Cyathocrinus*. Il y a des denticulations pinnulaires comme chez les *Botryocrinus* rhénans. Enfin, le pédoncule est ici presque celui d'un Pentacrinidé, alors que celui des *Botryocrinus*, et en particulier de *B. decadactylus*, est hétérostélé en sa région distale, tout comme chez certains Cystoïdes.

BIBLIOGRAPHIE

1. 1878. ANGELIN (N. P.). — *Iconographia Crinoideorum in Statis Sueciae siluricis Fossilium.*
 2. 1890. BATHER (F.-A.). — The Classification of the Inadunata Fistulata. *Ann. and Mag. Natur. Hist.*, V, p. 306-334, 373-388, 485-486.
 3. 1891. BATHER (F.-B.). — British Fossil Crinoids. — V. *Botryocrinus*, Wenlock Limestone. *Ann. and. Mag. Natur. Hist.*, VII, p. 389-413.
 4. 1891. BATHER (F.-A.). — The Crinoidea of Gotland. I. The Crinoidea Inadunata. *Kongl. Svenska Vetenskaps-Akad. Handlingar*; Bdt. 25, n° 2.
 5. 1895. JAEKEL (O.). — Beiträge sur Kenntniss der Palaeozoischen Crinoiden Deutschlands. *Pal. Abhandl.*, N. F., III, I.
 6. 1900. BATHER (F.-A.). — A Treatise on Zoology edited by E. Ray Lankester, Part III.
 7. 1921. JAEKEL (O.). — Phylogenie und System der Pelmatozoen. *Pal. Zeitschr.*, III.
 8. 1927. BATHER (F.-A.). — Biological Classification : Past and Future. *Q. J.*, p. LXII-CIV.
 9. 1929 (28). KIRK (Edwin). — The fossil Crinoid genus *Vasocrinus* Lyon. *Proc. U. S. Nat. Mus*, LXXIV, 15.
 10. 1934. SCHMIDT (W. Erich). — Die Crinoideen des Rheinischen Devons. I. T. : Die Crinoideen des Hunsrückschiefers. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst.*, N. F., 163.
-

A PROPOS D'UN SCHISTE A SILLIMANITE PRÈS DE JERDEUX (HAGUE)

PAR **E. Jérémîne**¹.

PLANCHE II

J'ai recueilli jadis à la Hague, dans la baie située à l'Est de Jerdeux, un schiste à sillimanite qui m'a échappé en 1930². Dans cette étude je décrivais des schistes cristallins sans attribuer d'importance à leur distribution. Or, il me semble à présent que certaines observations d'ordre général seraient intéressantes à signaler.

La carte géologique de la Hague (feuille de Pieux, 2^e édition, par M. A. Bigot) montre, en effet, qu'il existe une relation étroite entre la composition et la répartition des schistes cristallins de cette région.

Le soubassement précambrien de la Hague est constitué par un complexe de roches sédimentaires et éruptives reprises par le métamorphisme régional et injectés par le granite. Par places ces roches sont tellement envahies par l'injection granitique qu'il n'en reste que des reliques insignifiantes; ailleurs, au contraire, elles occupent des espaces assez vastes et continus, interrompus par des intrusions granitiques importantes.

Tout le long des falaises au bord de la mer, à partir de l'anse de Houguet (au SE du Nez de Jobourg) et jusqu'à Omonville-la-Rogue, les roches métamorphiques sont rares, en couches minces, complètement imprégnées par des injections granitiques. Elles appartiennent aux trois espèces : gneiss, amphibolites et quartzites accompagnés quelquefois par des épidotites.

On les rencontre aussi à l'intérieur du pays envahi par la végétation; les rares affleurements sont au bord des ruisseaux ou près de constructions ou encore dans les carrières d'empierrement (à l'amont du ruisseau de Thiébot; en petites bandes dirigées N 15° E sur le sentier qui longe le ruisseau de Samson; près du village de Herqueville; sur le chemin au N de la grande carrière de grès près d'Omonville-la-Rogue).

1. Note présentée à la séance du 19 janvier 1942.

2. E. JÉRÉMINE. Étude pétrographique de la Hague. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), t. XXX, p. 3, 1930.

Gneiss. Les gneiss sont le plus souvent à grain fin, à structure granoblastique. La biotite est un minéral coloré constant, souvent en voie de chloritisation. Accidentellement elle est accompagnée d'amphibole ou même ce minéral se rencontre seul. Il y a peu ou pas d'orthose, le feldspath prédominant est un plagioclase à 30 % d'anorthite.

L'apatite, le zircon, le sphène sont des minéraux accessoires habituels, ainsi que l'épidote.

Du côté sud de la baie de Culrond le gneiss à biotite se charge de fibres et de cristaux de sillimanite, soit inclus dans la biotite, soit concentrés dans des lentilles et des bandes. Ces minéraux sont accompagnés de peu de grenat, incolore en lames minces. La biotite d'un brun rouge, très polychroïque, renferme des cristaux de zircon entourés d'auréoles polychroïques. On rencontre dans ce même gneiss, par places et en bandes, des accidents composés uniquement de sillimanite et de biotite.

Le schiste à sillimanite provenant de la baie à l'Est de Jerdeux est intercalé dans le gneiss à amphibole envahi par des injections granitiques.

Ce schiste est à grain fin, compact, de couleur sombre, gris-brunâtre. A la loupe on distingue des micas et un minéral blanc soyeux en fines aiguilles allongées.

En plaque mince seulement on s'aperçoit que le schiste est finement plissoté (pl. II, fig. 1). Le fond est composé d'un amas phylliteux d'une extrême finesse, contenant des paillettes de séricite et probablement de la kaolinite, parsemé de taches noires opaques, de taille et formes diverses, souvent allongées ou lamelleuses. De petits cristaux réguliers de zircon sont fréquents. Les plis sont soulignés par des longues baguettes blanches de *sillimanite* qui suivent les moindres inflexions schisteuses. Elles restent entières quand le rayon de courbure est grand, mais sont généralement tronçonnées cédant à l'étirement et aux tensions mécaniques et se brisant dans les angles très aigus des plis (pl. II, fig. 2).

De place en place, la cristallisation devient plus large, on voit alors d'assez grandes lames de biotite brune ou verte, de muscovite et quelques grains irréguliers de quartz. Il est curieux de constater que la sillimanite est concentrée dans les parties plissotées et ne se rencontre pas dans les points recristallisés.

Il existe peut-être quelques cristaux de feldspath et de cordiérite mais complètement transformés.

Le minéral opaque a un reflet métallique mais ses formes irrégulières arrondies faisaient penser au graphite. Dans la roche

réduite en poudre, il est facile de l'isoler sous l'action de l'aimant; il se partage alors en deux portions, dont l'une, moins abondante, est plus fortement attirée que celle qui prédomine. Aucun minéral opaque ne flotte dans la liqueur lourde. Ces essais permettent de conclure que c'est un minéral métallique, probablement une titanomagnétite mélangée à un peu de magnétite et d'hématite.

Quartzites. Intercalés en lits dans les gneiss et les amphibolites, ils représentent un faciès de gneiss très riche en quartz. On les trouve surtout dans la baie de Culrond et entre cette baie et le Houguet.

Ils sont composés d'un peu de feldspath (plagioclase séricitisé ou albite), de biotite, de chlorite, d'épidote et de grenat disséminés sur un fond de quartz. L'apatite et la pyrite y sont parfois abondantes.

Amphibolites. Elles forment des bandes étroites ou des lentilles parmi les gneiss ou les granites écrasés.

L'étude en plaque mince permet de reconnaître que certaines des amphibolites sont d'origine éruptive (ortho); celles-ci ont conservé en partie la structure initiale des gabbros ou des diorites dont elles proviennent; elles sont généralement feldspathiques, parfois orientées (NE-SW); la recristallisation est faible et la structure granoblastique rare.

D'autres amphibolites sont assez nettement d'origine sédimentaire. Accompagnées de quartzites et d'épidotite, elles sont à grain fin, parfois riches en quartz, bien orientées. Quelquefois elles ne sont pas feldspathiques et contiennent du pyroxène; elles passent alors aux pyroxénites non feldspathiques. Certaines variétés sont très riches en sphène, développé en petits fuseaux suivant l'orientation du reste de la roche.

Les *orthoamphibolites* sont fréquentes dans la baie de Foireuse, à l'W de la jetée d'Omonville-la-Rogue, à l'E du Port d'Omonville et à l'W et à l'E du sémaphore de Jerdeux.

Les *paramphibolites* forment des petites bandes injectées de granite (écrasé) et alignées suivant le sens d'écrasement dans la baie de Culrond, dans l'anse de Pivette, sur le sentier des douaniers entre l'anse de Pivette et la Pointe du Bec des Anes et aux bords du ruisseau de Samson.

Schistes. Toutes ces roches cristallophyliennes n'existent plus au SE d'Omonville-la-Rogue.

Dans une baie au Sud de la ferme de la Cotentine (1.500 m. au Sud d'Omonville) commence une série de schistes micacés ou chloriteux en bandes épaisses, dépassant souvent une centaine

de mètres qui alternent avec le granite fortement écrasé. Ils disparaissent sous le niveau de la mer près de Cherbourg.

Leur origine sédimentaire n'est pas douteuse. L'abondance des bandes de quartz, de calcite, la présence de fins lits de graphite et quelques passages aux phyllites les caractérisent suffisamment à ce point de vue.

Ce sont des séricitoschistes, des chloritoschistes, des schistes calcareux, à structure finement litée ou feuilletée. La structure apparaît souvent au microscope comme ocellée. Les lamelles de séricite ou de chlorite en bandes serrées contournent les lentilles étirées de quartz ou de petits cristaux ovaloïdes d'albite, le plus souvent non maclée. Ces schistes sont identiques par leur structure et composition à certains schistes des Alpes et de l'île de Groix en Bretagne.

Je ne reviendrai pas sur la description détaillée de ces roches faite en 1930. J'ai voulu seulement attirer l'attention sur leur distribution et leur situation par rapport aux autres roches cristallophylliennes de la Hague.

CONCLUSIONS

Sans être très variées, les roches cristallophylliennes de la Hague appartiennent aux différentes zones de métamorphisme. Celles, très étendues à l'Est d'Omonville-la-Rogue, caractérisent par leur structure et composition la zone supérieure dite « épi ». Les minéraux typiques sont : la séricite, la chlorite, la calcite, l'albite. Leur structure est finement litée, lépidoblastique.

Dans la région à l'Ouest d'Omonville-la-Rogue, on trouve des gneiss des zones plus profondes « meso » et « kata ». Les minéraux observés sont : le plagioclase, l'amphibole, la biotite, le grenat et la sillimanite. La structure est peu orientée, parfois granoblastique.

Les roches de ces deux séries sont redressées quelquefois jusqu'à la verticale, la direction de schistosité est généralement NE-SW. On peut donc supposer que les schistes supérieurs, s'étendant d'Omonville-la-Rogue jusqu'à Cherbourg, sont superposés directement aux gneiss et amphibolites de la zone profonde, situés entre Omonville-la-Rogue et le Houguet.

ÉTUDE SUR LE BARTONNIEN DE LA PARTIE ORIENTALE DU TARDENOIS

PAR **Albert F. de Lapparent** ET **L. ET J. Morellet** ¹.

Alors qu'en Tardenois occidental (région de Fère-en-Tardenois) la stratigraphie du Bartonien ² est connue, sinon dans le détail, du moins dans les grandes lignes, et comparable à celle des localités classiques du bassin de Paris, elle est par contre à à peu près ignorée en ce qui concerne le Tardenois oriental (région de Ville-en-Tardenois), paléogéographiquement situé à la limite de la mer et du continent. Sans doute sait-on que l'étage, encore pour partie marin à l'W, n'est plus représenté à l'E que par des formations lacustres, mais on ne possède pour ainsi dire aucun renseignement précis ni sur les successions intermédiaires, ni sur les faunes du Bartonien dans cette zone de bordure.

La présente note n'est pas une étude complète de la question ; elle a simplement pour but de décrire quelques affleurements nouveaux ou peu connus, situés entre la Vesle et la Marne, à l'E de l'Orillon (fig. 1), en cherchant à les rattacher à ceux déjà signalés et à ceux qui s'observent sur les plateaux au N de la Vesle, puis de fixer, dans la mesure du possible, la limite extrême atteinte vers l'E par la mer et les lagunes bartoniennes entre l'Aisne et la Marne.

Pour la commodité de notre exposé, nous débiterons par la région de Dravegny, localité la plus proche des gisements du Tardenois occidental (Mont-Saint-Martin, Chéry-Chartreuve) ; de là, nous remonterons vers le N jusqu'à la vallée de la Vesle, puis jusqu'à l'Aisne ; ensuite, repartant de Dravegny, nous descendrons vers la vallée de la Marne.

A Dravegny, les pentes SE de la colline que couronne le bois de la Muette montrent la succession suivante :

1. Note présentée à la séance du 2 février 1942.

2. Nous employons le terme de Bartonien dans le sens que lui ont donné Munier-Chalmas et de Lapparent, Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires, *B. S. G. F.*, (3), XXI, 1893. Voir à ce sujet : L. et J. MORELLET : Les diverses interprétations du terme de « Bartonien », *B. S. G. F.*, (5), X, 1940, p. 105.

BARTONIEN	{	5. sable argileux avec intercalations de marne blanche à la partie supérieure ; nombreuses coquilles marines et saumâtres	0 ^m 50
		4. sable jaunâtre et grès sans fossiles	
		3. calcaire à Cérithes	
		2. { sable blanc très pur sable jaune, rouge à la base	
LUTÉTIEN		1. marnes et caillasses	

Il ne nous est pas possible de préciser la cote de base du Bartonien, mais les sables sont déjà visibles vers 165 m ; comme d'autre part, contrairement à ce qu'indique la carte¹, il n'existe aucun vestige de formations lacustres (e²) au sommet de la colline (184 m), on peut estimer à une vingtaine de mètres la puissance des Sables moyens, qui ont donc ici une épaisseur de même ordre que sur la rive gauche de l'Orillon (environs de Chéry-Chartreuve).

La couche fossilifère n° 5, qui forme le sous-sol de tout le bois, paraît correspondre à deux niveaux différents dont le supérieur, marno-sableux, serait lagunaire, avec prédominance de *Batillaria Bouei* (DESH.), *Cyrena deperdita* DESH., etc., et l'inférieur, argilo-sableux, serait nettement marin. C'est à sa base que, vers 175 m., ont été recueillis les fossiles dont nous avons autrefois donné la liste² et auxquels nos récentes récoltes permettent d'ajouter : *Solarium obolus* BAYAN, *Murex spinulosus* LK., *Pleurotoma Francisci* DE RAINCOURT (variété). Ce sont, pour ne rappeler que les principaux : *Solen plagiulax* COSSM., *Corbula gallica* LK., *Corbula ficus* (SOL.), *Chama turgidula* LK., *Venericardia planicosta* LK., *Dentalium grande* DESH., *Ampullina grossa* (DESH.), *Xenophora cumulans* (BRONGN.), *Turritella sulcifera* DESH., *Melongena minax* (SOL.), *Clavilithes scalaris* (LK.), *Athleta scabricula* (SOL.), *Athleta labrella* (LK.), *Lyria Branderi* (DESH.), *Surcula textiliosa* (DESH.).

Malgré les analogies de faune qu'elle présente à sa base avec les toutes premières assises bartoniennes du voisinage (Mont-Saint-Martin, Chéry-Chartreuve), connues sous le nom « d'horizon de Mont-Saint-Martin », cette couche, séparée du Lutétien par plusieurs mètres de sédiments, correspond à un niveau relativement élevé des Sables moyens ; son âge exact est toutefois difficile à préciser, faute de gisements similaires dans la région. Il semble cependant que les couches marno-sableuses du

1. Feuille de Reims au 1/80.000 (1^{re} édition).

2. L. et J. MORELLET. Deux gisements éocènes. de la commune de Dravegny (Aisne), *B. Mus. Hist. Nat.*, (2), t. X, n° 3, 1938, p. 302-304.

sommet puissent être assimilées aux sables à *Batillaria Bouei* et *Bayania lactea* qui, à la ferme d'Evry, entre Dravegny et Chéry, s'observent à la partie supérieure de l'Auversien marin ; elles seraient par suite sensiblement contemporaines des sables à *Bayania lactea* de la vallée de la Marne et l'ensemble correspondrait *grosso modo* aux couches du Guépelle.

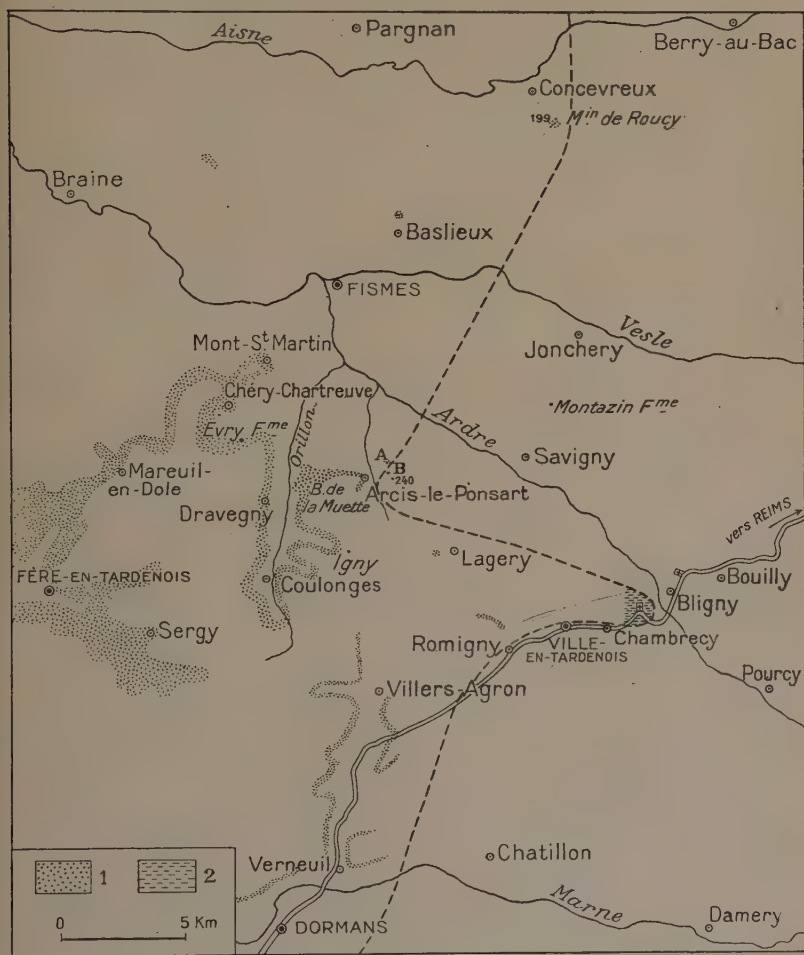


FIG. 1. — Carte des affleurements bartoniens du Tardenois.

La ligne ponctuée marque la limite d'extension vers l'E du Bartonien marin.

1, faciès sableux, 2, faciès calcaire et marneux.

Aux environs d'Arcis-le-Ponsart la composition du Bartonien est profondément modifiée et l'étage présente, en des points très voisins, des successions fort différentes, comme le montrent les coupes relevées en A et en B (fig. 1), distants entre eux d'à peine 500 m.

Au point A, situé à environ 1 km NE du village, la succession est la suivante :

- | | | |
|-----------|---|-------------------|
| | 6. marnes blanchâtres | |
| | 5. calcaire dur à <i>Limnaea longiscata</i> , <i>Planorbis</i>
cf. <i>lens</i> , <i>Hydrobia</i> , oogones de <i>Chara</i> | |
| | 4. marne d'un vert franc | |
| BARTONIEN | 3. calcaire à <i>Limnaea</i> cf. <i>arenularia</i>
passant à | 0 ^m 30 |
| | 2. sable jaune, très fossilifère, à <i>Batillaria</i>
<i>Bouei</i> , etc., avec lentilles ligniteuses à
dents et ossements de Vertébrés, environ 2 ^m .
(Altitude : environ 190 m) | |
| LUTÉTIEN | 1. caillasses | |

Les Sables moyens qui, au bois de la Muette, c'est-à-dire à moins de 3 km, avaient au minimum 20 m d'épaisseur et étaient marins pour la plus grande part, se trouvent donc réduits ici à environ 2 m et ne sont plus représentés que par des couches lagunaires à intercalations fluvio-marines.

Les principales espèces que nous y avons récoltées sont : *Corbula minuta* DESH., *Corbula ficus* (SOL.), *Meretrix laevigata* (LK.), *Meretrix elegans* (LK.), *Cyrena deperdita* DESH., *Trinacria media* (DESH.), *Trinacria crassa* (DESH.), *Ostrea lamellaris* DESH., *Hydrobia subulata* (DESH.), *Hydrobia Marceauxi* (DESH.), *Hydrobia* cf. *tuba* (DESH.), *Stenothyra cuneata* COSSM., *Bayania lactea* (LK.), *Bayania hordacea* (LK.) (forme typique, forme *frumentum* DESH. et forme *delibata* DESH.), *Cerithium Brocchii* DESH., *Cerithium maryense* MUN.-Ch., *Cerithium crenatulatum* DESH., *Potamides perditus* (BAYAN), *Tympanotonus submarginatus* (D'ORB.), *Tympanotonus conarius* (BAYAN), *Batillaria Bouei* (DESH.), et var. *clandestina* DESH., *Melongena minax* (SOL.), *Limnaea* cf. *arenularia* BRARD.

La plupart de ces espèces se retrouvent dans les lentilles ligniteuses où les Hydrobies et les Limnées, associées à *Bithinella pupina* (DESH.), sont particulièrement abondantes et où, fait très rare au Bartonien, existent des restes de Vertébrés assez variés. Ce gisement nous a en effet fourni : deux dents très roulées de Squales ; quelques plaques finement striées de Tortues paludines (*Emys* ?) ; deux vertèbres d'un Ophidien du groupe des *Boïdae*, voisin des Pythons¹ ; dix-sept dents de *Crocodilus Rollinati* GRAY, caractérisé par ses dents serratiformes et

1. Détermination R. Hoffstetter. Ce sont, à notre connaissance, les premiers restes d'Ophidiens signalés dans le Bartonien du bassin de Paris.

aplaties, rappelant, en beaucoup plus petit, celles de *Megalosaurus*¹; trois grosses dents coniques et une vertèbre caudale d'un *Crocodylus* sp.; deux molaires droites, une supérieure (M²) et une inférieure (M₂) et un os du tarse (?) d'un *Lophiodon* de grande taille², probablement *L. lautricense* NOULET, mais l'absence de prémolaires, seules caractéristiques³, rend la détermination incertaine.

Bien que reposant directement sur le Lutétien, ces sables à *Batillaria Bouei* doivent appartenir à un niveau assez élevé de l'Auvervien; ils sont pour nous de même âge que ceux de la ferme d'Evry (voir p. 27), dont la faune malacologique est identique, et auxquels on peut les rattacher par l'intermédiaire des couches marno-sableuses du bois de la Muette.

Les sables marins étaient réduits, mais encore présents au point A. Or au point B, situé à l'E d'Arcis, au-dessus des réservoirs d'eau, et seulement à 500 m du point A, ils font totalement défaut et le Bartonien est entièrement composé de formations lacustres. On y voit :

- | | | |
|------------|----|--|
| SANNOISIEN | 6. | argiles et meulière |
| LUDIEN ? | 5. | marnes jaunes, blanches ou noirâtres |
| BARTONIEN | 4. | banc épais d'un calcaire siliceux gris, très dur, avec filets et plages de sable quartzeux |
| | | 3. |
| LUTÉTIEN | 2. | marnes blanches et vertes (niveau d'eau) |
| | | 1. |

Le calcaire n° 4 mérite une mention spéciale; il semble que le sable des plages et des filets qu'il renferme ait pu être déposé par le vent à la surface et dans les fissures de ce dépôt lacustre en formation, au cours d'émersions et d'assèchements successifs.

L'affleurement de la ferme de Montazin, au N de Savigny-sur-Ardre, montre une succession analogue. Nous n'y avons observé aucun vestige ni de sable, ni de grès⁴ et, comme au point B d'Arcis-le-Ponsart, le Bartonien est tout entier lacustre; il com-

1. Cette espèce est précisément citée du Bartonien du bassin de Paris. P. GERVAIS. Zoologie et Paléontologie française, 2^e éd., 1859, p. 446, pl. 59, fig. 3-5.

2. Les dents de *Lophiodon* ont été récoltées par Pierre Bordet qui nous accompagnait sur le terrain.

3. Ch. DEPÉRET. Études sur la famille des Lophiodontidés, B. S. G. F., (4), X, 1910, p. 558-577.

4. Contrairement à ce qu'indique la Carte géologique au 1/80.000^e, feuille de Reims, 1^{re} édit.

prend : un calcaire gris à *Limnaea longiscata*, reposant sur les marnes vertes et blanches du Lutétien supérieur ; un calcaire à bandes de silex ; des marnes blanches.

Sur les plateaux entre Vesle et Aisne, le faciès sableux réapparaît ; on y rencontre des blocs de grès épars, notamment au N de Baslieux-lès-Fismes. Un lambeau témoin a été conservé au moulin de Roucy (cote 199), au-dessus de Concevreux, où des sables et des grès (1 m 50), en grande partie démantelés, reposent sur le Lutétien supérieur à faciès de Pargnan (marne blanche à nombreux Cérithes).

Revenons maintenant à la région de Dravegny qui nous a servi de point de départ.

Au S de cette localité, l'existence de sables bartoniens, sans fossiles, surmontés de grès et d'argiles à Cérithes, Potamides et grandes Lucines a été récemment signalée à Coulonges-en-Tardenois par R. Soyer¹.

Au SE, à l'Abbaye d'Igny, plusieurs mètres de sables azoïques représentent, pour partie tout au moins, les Sables moyens. Quelques blocs de grès démantelés en indiquent encore la présence à 1 km W de Lagery.

Plus à l'E, le faciès arénacé disparaît, mais les premières couches bartoniennes sont encore marines et, face au cimetière italien dit « de Bligny », sur les talus de la route nationale, des deux côtés du col de Chambrecy, la succession se présente comme suit :

- | | | | |
|------------|---|--|-------------------|
| BARTONNIEN | { | 6. calcaire lacustre et marne | |
| | | 5. marne blanche | |
| | | 4. calcaire jaune à <i>Anomia tenuistriata</i> et nombreux fossiles à l'état de moules internes | 0 ^m 15 |
| | | 3. marne blanche avec intercalation sableuse à <i>Batillaria pleurotomoides</i> , <i>B. Bouei</i> , etc. | |
| LUTÉTIEN | { | 2. argile verte | |
| | | 1. calcaire à grain fin (caillasses) | |

En dehors d'*Anomia tenuistriata* DESH., nous avons pu identifier dans le calcaire n° 4 : *Phacoides Hoernesii* (DESH.)², *Potamides Cordieri* (DESH.), *Batillaria pleurotomoides* (LK.), *Terebellum fusiforme* LK.², qu'accompagnent des débris et des moules non déterminables de *Corbula* (*C. angulata* LK.?), de *Modiola*

1. R. SOYER. Révision de la feuille de Soissons au 1/80.000^e, C. R. Coll., n° 199, XL, 1939, p. 35.

2. Cette espèce est très rare au Bartonien.

ou de *Mytilus*, d'*Arca* du groupe de *biangula* Lk. et probablement de *Dissostoma*.

La couche sableuse n° 3, beaucoup plus riche, nous a fourni : *Corbula minuta* DESH., *Marcia solida* (DESH.), *Cyrena deperdita* DESH., *Cyrena crassa* DESH., *Venericardia* sp., *Lutetia deficiens* COSSM., *Fossularca scapulina* (Lk.), *Hydrobia subulata* (DESH.), *Bayania lactea* (Lk.), *Bayania hordacea* (Lk.), *Cerithium denticulatum* Lk., *Cerithium tuberosum* Lk., *Cerithium Gravesi* DESH., *Cerithium tiara* Lk., *Rhinoclavis unisulcatus* (Lk.), *Potamides scalaroides* (DESH.), *Potamides Cordieri* (DESH.), *Terebralia Bonellii* (DESH.), *Batillaria pleurotomoides* (Lk.), *Batillaria Bouei* (DESH.), *Olivella laumontiensis* (Lk.)¹.

Si l'attribution au Bartonien des couches 3 et 4 ne peut être mise en doute, il n'est pas possible par contre de préciser leur âge dans la série. Très particulières, les associations d'espèces qu'elles renferment n'ont été rencontrées *nulle part ailleurs* et sont par suite incapables de fournir à ce sujet la moindre indication. Il y a lieu de remarquer la présence dans le n° 3 d'espèces lutétiennes, telles que *Cerithium denticulatum*, *C. Gravesi*, *C. tiara*, qui ne se trouvent d'ordinaire au Bartonien que dans les couches charriées à faciès d'Auvers où l'on pouvait les croire remaniées ; l'exemple de Chambrecy, après celui de Braye-en-Laonnois², montre qu'elles font cependant partie de la faune bartonienne. Par ailleurs, certaines espèces, des Cérithes notamment, sont ici représentées par des variétés anormales³ ; le cas est à rapprocher d'observations semblables faites en divers points de l'E du bassin (Braye-en-Laonnois, Villeneuve-sur-Fère⁴) et semble trouver son explication dans les conditions spéciales de salure et de milieu où vivaient ces faunes.

L'intercalation marneuse et le calcaire à faune marine, observés à Chambrecy, à la base du Bartonien, disparaissent à leur tour vers l'E et au col de Bligny, soit à 2,5 km NE du point précédent, l'étage débute par des calcaires lacustres blancs, à faciès de Saint-Ouen, qui reposent directement sur les marnes blanches et vertes du Lutétien supérieur.

Au SW de Chambrecy, les Sables moyens se retrouvent sous leur faciès arénacé. Des blocs de grès bruns, épars dans les

1. La légende de la feuille de Reims au 1/80.000^e, 1^{re} édit., indique la présence à Chambrecy de *Cerithium mutabile* Lk.

2. L. et J. MORELLET. Sur un grès bartonien fossilifère de Braye-en-Laonnois (Aisne), *C. R. somm. S. G. F.*, 1933, p. 44-45.

3. Voir annexe paléontologique, p. 33.

4. L. et J. MORELLET. Le gisement bartonien à *Faunus rigidus* (Sol.) de Villeneuve-sur-Fère (Aisne), *C. R. somm. S. G. F.*, 1938, p. 68-70.

champs, signalent leur présence aux environs de Romigny ¹. Des blocs analogues s'observent dans la vallée de Villers-Agron ; plus particulièrement nombreux au S du village, ils paraissent former un niveau, épais de quelques mètres, entre les caillasses du Lutétien et des marnes et calcaires à faciès de Saint-Ouen.

Dans la région de Verneuil-sur-Marne enfin, l'Auversien sableux est bien développé, alors qu'il semble manquer à Châtillon-sur-Marne. Il se compose, d'après de Raincourt ², de plusieurs mètres de sables, couronnés par deux bancs puissants de grès, puis par un calcaire à *Cyrena deperdita* ; azoïques dans toute leur partie inférieure, les sables renferment, de part et d'autre des grès, une faune extrêmement riche (340 espèces) qui, par sa composition, comme par sa position stratigraphique, rappelle celle de Dravegny (bois de la Muette).

Les observations qui précèdent ne sont pas suffisantes pour autoriser un essai de synthèse stratigraphique du Bartonien du Tardenois oriental. Les quelques successions étudiées s'écartent trop profondément de la normale pour qu'il soit encore possible d'établir un parallélisme avec celles des régions voisines, et les faunes, souvent très spéciales, ne peuvent utilement concourir à la solution.

Un point mérite de retenir l'attention. Il n'y a pas, de l'W vers l'E, diminution progressive, mais chute verticale de la puissance des Sables moyens, qui, de 20 m au bois de la Muette, tombe à 2 m et même à zéro à Arcis-le-Ponsart, sur une distance de moins de 3 km. Sans que nous sachions comment les expliquer, ces écarts brusques dans l'épaisseur de ces sables ne sont d'ailleurs pas particuliers à cette zone de bordure ; les nombreux sondages pratiqués dans la Brie en font ressortir d'analogues dans celle qui s'étend entre Coulommiers et Melun.

Au point de vue paléogéographique, ces observations permettent par contre de tracer dans ses grandes lignes la limite d'extension vers l'E de la mer et des lagunes bartoniennes. Si l'on admet, comme nous le faisons, que les dépôts sableux sont ici d'origine marine, au sens le plus large du terme, son jalonnement (fig. 1) est le suivant : E de Concevreux, E de Fismes, W de Savigny-sur-Ardre, bordure E d'Arcis-le-Ponsart, Lagery, (avec vers l'E une indentation à *faciès marneux* qui atteint le col de Chambrécy, sans le dépasser), Romigny et E de Verneuil-sur-Marne.

1. Feuille de Reims au 1/80.000^e, 1^{re} édit.

2. DE RAINCOURT. Note sur un gisement de la partie supérieure des Sables moyens, *B. S. G. F.*, (2), XVII, 1860, p. 499-504 et Note sur les Sables moyens de Verneuil (Marne), *B. S. G. F.*, (2), XVIII, 1861, p. 564-566.

Cette ligne est voisine, dans ses portions septentrionale et méridionale, de celle que l'on pouvait tracer d'après les indications fournies par la feuille de Reims au 1/80.000^e, 1^{re} édit., mais elle s'en écarte nettement dans sa partie centrale ; reportée sensiblement plus à l'W dans la région de Savigny-sur-Ardre et d'Arcis-le-Ponsart, elle fait ressortir l'existence d'une étroite digitation en direction de Chambrecy, alors que d'après la carte, la côte paraissait former une courbe, à peu près régulière, de Baslieux-lès-Fismes à Romigny, en passant par Bouilly.

Nous préciserons, en terminant, que cette limite ne présente nullement le contour du rivage à une époque déterminée, mais seulement le tracé des points extrêmes atteints par la mer à une époque quelconque de la période bartonienne.

ANNEXE PALÉONTOLOGIQUE

Remarques sur quelques Gastropodes auversiens de Chambrecy.

Dans le gisement auversien de Chambrecy, le plus oriental que l'on connaisse, certaines espèces sont représentées par des variétés très particulières. Nous ne signalerons que les plus curieuses.

Bayania lactea (Lk.). Tous les échantillons que nous avons examinés, une douzaine, bien que manifestement adultes, sont de petite taille (11 à 12 mm de longueur) ; les uns, à galbe normal, sont des *B. lactea* en miniature ; les autres, plus sveltes, rappellent *B. sulphiciensis* (Desh.), mais l'ornementation, parfois obsolète, cependant toujours costulée de leurs premiers tours, ne permet pas de les rapporter à cette espèce. Nous ne connaissons cette variété étroite que de ce gisement.

Potamides Cordieri (Desh.). Cette espèce est éminemment variable ; seuls les premiers tours présentent une ornementation constante.

Les échantillons de Chambrecy sont remarquables par la prédominance marquée de la rangée postéro-suturale de granulations. Sur certains, ces granulations se transforment même en tubercules espacés, ce qui donne aux tours une ornementation voisine de celle de *Cerithium tuberculosum* Lk. Sur d'autres, la rangée postéro-suturale se compose de tubercules comprimés et rapprochés ; la partie antérieure des tours, à peu près plane, est

munie de trois cordons spiraux équidistants, inégalement granuleux ; l'ornementation rappelle ainsi celle d'un *Cerithium maryense* MUN.-CH. dont les tubercules seraient plus serrés que sur la forme moyenne et qui porterait trois rangées antérieures de granulations au lieu de deux. Cette dernière variété s'écarte beaucoup du *P. Cordieri* typique et mériterait peut-être un nom spécial. Nous ne la connaissons que de Chambrecy, mais il existe des formes voisines dans le niveau à *Avicula Defrancei* de Villeneuve-sur-Fère.

Potamides scalaroides (DESH.). On récolte à Chambrecy, à côté d'échantillons à peu près typiques mais à filets intercalaires peu nombreux, une variété chez laquelle les cordons spiraux, parfois légèrement épineux, de la forme normale, sont remplacés par de larges rubans aplatis, chargés de granulations obsolètes et séparés par des sillons étroits ; deux rubans voisins se fusionnent parfois en un seul. Nous ne connaissons malheureusement pas l'adulte de cette forme.

Batillaria pleurotomoides (LK.). Cette espèce, très abondante, est représentée par la forme typique ainsi que par plusieurs variétés ; l'une, épineuse, rappelle *B. echidnoides* (LK.) ; l'autre, à cordons spiraux finement granuleux, surtout sur les premiers tours, se rapproche de *Cerithium creniferum* DESH., que Cossmann, on ne saisit pas pourquoi, n'a pas classé dans le genre *Batillaria* à côté de *pleurotomoides*. Sur quelques échantillons, l'ornementation des derniers tours tend à devenir obsolète.

Batillaria Bouei (DESH.). Bien que cette espèce soit excessivement commune à Chambrecy, la forme typique, franchement épineuse, y est rare ; la grande majorité des échantillons se rapprochent de *Cerithium coronatum* DESH., c'est-à-dire d'un *Bouei* qui, conservant dans l'adulte l'ornementation des tours moyens, est orné de denticules plutôt que d'épines. Parfois même ces denticules manquent totalement ; l'ornementation ne comporte plus que des filets et cordons spiraux et rappelle celle de certaines Turritelles. Cette dernière forme est, jusqu'ici, spéciale au gisement de Chambrecy.

LE DÉVONIEN DU SYNCLINAL DE SIOUVILLE (MANCHE)

PAR **A. Bigot**¹.

La bordure NW du granite de Flamanville au N de Diélette est formée par le Dévonien. Cette bande emprunte un grand intérêt à ses relations avec le granite, au métamorphisme de ses assises, aux couches de minerai de fer qui y sont intercalées, à la netteté des contacts, à la fraîcheur des roches dans les affleurements littoraux. Cette région, une des plus intéressantes de la Basse-Normandie, est devenue célèbre par les travaux d'Auguste Michel-Lévy² et de Lucien Cayeux³.

Cependant, la stratigraphie n'est pas complètement élucidée. Le Dévonien de Siouville et de Diélette a des caractères particuliers qui le différenciaient, avant le métamorphisme, du Dévonien du Cotentin. Ses relations avec le Silurien sont mal connues. Les ampélites gothlandiennes qui devraient s'intercaler entre le Dévonien et l'Ordovicien n'ont été observées qu'autour de Siouville ; on ne voit pas leur contact avec les schistes du Mont Saint-Pierre dans lesquels s'intercalent les couches coblenziennes fossilifères du N de l'anse de Diélette. Le contact est probablement dû à une faille, à un accident comme ceux dont l'existence est connue dans l'anse de Diélette et dans la région de la Mine. Cet accident s'amorcerait dans la vallée de la Diélette, au S du Hameau Couvert. Là, les quartzites gothlandiens, dirigés EW, aboutissent obliquement contre les strates des cornes et des cornéennes dévoniennes du Mont Saint-Gilles, dirigées du NE au SW. On n'a identifié nulle part l'horizon si caractéristique des Grès à *Orthis Monnieri* qui, dans le Cotentin comme dans la plus grande partie du Massif armoricain, s'intercale entre les Schistes et quartzites siluro-dévoiens et l'horizon des Calcaires de Néhou.

1. Note présentée à la séance du 16 février 1942.

2. A. MICHEL-LÉVY. Contribution à l'étude du Massif granitique de Flamanville et des granites français en général, *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. V, n° 36, 1893, pp. 317-357, pl. I-IV.

3. L. CAYEUX. Structure et origine probable du minerai magnétique de Diélette (Manche), *CR. Ac. Sc. Paris*, t. 152, 19 mars 1906, pp. 716-718. — Les minerais de fer oolithiques de France, fasc. 1, Minerais de fer primaires, Gites minéraux de France, 1909, p. 202.

LE DÉVONIEN AU NORD DE L'ANSE DE DIÉLETTE. — Au Nord de cette anse est un monticule connu sous le nom de Mont Saint-Pierre. Au sommet, vers la crête, on a tenté l'exploitation pour ardoises de schistes de couleur bleu-foncé, dont les déblais couvrent la pente. C'est l'horizon n° 4 d'Aug. Michel-Lévy. Aucun fossile n'a été trouvé jusqu'ici dans ces schistes.

A l'extrémité N de l'anse, au pied de la terrasse de solifluxion, affleurent des bancs de grès durs, plongeant de 75 degrés vers le NW. Certains de ces bancs sont formés d'une grauwacke très fossilifère, surtout sur la surface supérieure des bancs. *Orthis vulvarius* est le fossile le plus commun, mais il y a aussi *Athyris undata*, *Spirifer laevicosta*, *Sp. Venus*, *Leptaena Murchisoni*, *Chonetes sarcinulata*, *Wilsonia subwilsoni*, *Megalanteris Archiaci*, *Centronella Guerangeri*, *Pleurodictyum Constantinopolitanum*; c'est la faune typique de l'horizon de Néhou¹. Un banc de cette grauwacke fossilifère affleure à mi-pente dans un rocher au-dessus du sentier de la falaise.

Au N du petit cap, la zone fossilifère affleure dans une échancrure de la falaise; elle est épaisse d'environ 70 m. Les couches sont subverticales et s'enfoncent dans la falaise. Au-dessus d'un banc de grauwacke fossilifère se succèdent :

1. Gros banc de calcaire cristallin à cassure spathique, 1 m.
2. Schistes bleus en partie calcaireux, 2 m. 50.
3. Calcaire avec lits argileux, 5 m.; à la base est une lentille calcaire de 80 cm.
4. Gros banc lenticulaire, avec galets de Polypiers, 4 m.
5. Lits en partie calcaires, avec nombreuses Fenestelles, 9 m.

Immédiatement au N de cette échancrure est un gros banc formé d'un conglomérat de gros Polypiers (*Acervularia*, *Favosites*) et de Polypiers branchus (*Cyathophyllum*, *Pachypora*) en calcaire cristallin. D'après M^{me} E. Jérémme, ces calcaires seraient légèrement métamorphiques et contiendraient des lits

1. L'âge dévonien de ces couches a été reconnu par BONNISSENT qui cite au pied du Mont Saint-Pierre des *Cyathophyllum*, *Atrypa*, *Spirifer*, *Retepora* (Essai géologique, édition de 1870, p. 251).

On lit dans le même *Essai*, p. 227 : « Au NW du Cap de Rozel se présente un grès quartzeux grisâtre, renfermant une petite quantité de matériaux schisteux, des *Orthis*, *Spirifers* et *Productus*. La fraidronite [Kersantite] et le porphyre rouge qui sont injectés dans les phyllades cambriens et les roches dévoniennes, ont soulevé les masses minérales et distrait un lambeau de grès du massif principal de Surtainville auquel il était uni et l'ont rejeté au Nord. » — Je n'ai pas retrouvé ce lambeau, dont la position, dans la zone des schistes cambriens, serait très inattendue. BONNISSENT (p. 235) fait commencer la limite du terrain dévonien au NW du Cap.

de mica noir de néoformation, quelques petits cristaux de tourmaline et de sphène¹.

Plus au N, les rochers sont formés de grès durs de couleur foncée, et de grauwackes remplies de Fenestelles. Ces Bryozoaires sont décalcifiés, à l'état de moules sur les surfaces, et la roche est alors caverneuse. Des bancs sont dirigés NS; ils ne sont pas en continuité avec les roches qui, plus au N, sur le littoral, entourent la Pêcherie, ni avec celles du petit cap à l'W du Hameau de la Mer. A l'extrémité de ce petit cap les couches plongent de 80 degrés vers le N un peu W. Autour de la Pêcherie et dans le rocher du Trou aux Mouettes, isolé dans le sable, elles plongent vers le NW.

Au S, les couches forment un arc de cercle, ouvert au NW; la direction devient perpendiculaire à celle des couches à Fenestelles dont elles sont séparées par une bande sableuse, cachant sans doute un accident.

Devant le Mont Saint-Pierre est le large plateau rocheux du Cannichon, formé de schistes, fissiles comme ceux des anciennes ardoisières, avec quelques lits de quartzites. Dans ce plateau affleurent aussi des quartzophyllades durs, dalleux, formés par une alternance de schistes de couleur bleu-noir, avec de petits lits de grès quartziteux, gris-blanchâtre, de 1 à 6 mm d'épaisseur. Ces quartzophyllades sont souvent plissotés; les petits lits de grès deviennent alors discontinus, formant de petits noyaux, rappelant de petits œils de mylonite. Près de l'ancienne Pêcherie, ces noyaux de quartzite, discontinus, ovoïdes, atteignent une douzaine de centimètres. Les couches sont subverticales, avec plongement au NW.

Au centre de la baie, en face du sentier descendant de la route de Helleville, les couches forment une courbe concave vers le NW. Toute cette série appartient à l'horizon 4 de Michel-Lévy. Elle n'a pas été affectée par le métamorphisme.

A peu de distance au S des derniers affleurements de schistes fissiles, apparaissent des quartzites noirs et gris en gros bancs, qui se continuent jusqu'au S de la jetée de Diélette. Ces quartzites sont très métamorphiques; ils succèdent trop brusquement aux schistes fissiles pour être la continuation de ceux-ci. La zone sableuse qui les sépare est sur un accident transversal signalé et figuré en 1906² dans la Note qui suit le travail de

1. E. JÉRÉMINE. Quelques nouvelles données chimiques et minéralogiques sur le granite et les roches métamorphiques de Flamanville, *Bull. Soc. Fr. Minéralogie*, t. 54, pp. 25-46, janv.-févr. 1931.

2. A. MICHEL-LÉVY et A. BIGOT. Carte géologique des environs de Diélette, *Bull. Serv. Carte géolog. France*, n° 113, t. XVII, 1906, pp. 16-17.

L. Leclère. Dans cette note, l'accident est figuré avec la direction NW. De nouvelles observations m'ont conduit à le faire passer au N de l'affleurement des cornes noires du chemin descendant de la route d'Helleville à l'anse de Diélette, avec une direction E, 20 degrés N.

LE DÉVONIEN DE L'ENVELOPPE DU GRANITE. — Au S de cet accident, les couches sont métamorphiques. Elles forment au pied de la falaise de granite, dans les roches littorales, une bordure continue jusqu'au S du Hameau Houel. Les derniers affleurements sont dans la falaise, où le granite est bordé par des rochers de quartzites et de cornes, restées en partie calcaires. Dans une carrière de la falaise, au-dessous de la cote 87-7 (de la carte au 20.000^e), le granite, traversé par un filon de microgranulite, contient de nombreuses enclaves schisteuses. Le Dévonien disparaît en mer. Le Silurien s'intercale entre les derniers bancs du Dévonien et le granite et l'on suit celui-ci dans les rochers littoraux jusqu'au N de l'anse de Sciotot. La description des roches métamorphiques est classique depuis le travail d'Auguste Michel-Lévy. Je rappelle seulement qu'il a distingué dans les strates dévoniennes un métamorphisme en rapport avec leur composition lithologique : cornes dures, micacées, feldspathiques avec fer titané de la carrière de Mont Saint-Gilles, provenant du métamorphisme des schistes ardoisiers (bande 1 de Michel-Lévy), cornes rubanées, vertes et amphiboliques, grises et pyroxéniques, brunes et grenatifères, avec lits discontinus et taches de grenat (bande 2 de Michel-Lévy), provenant du métamorphisme des strates calcaires ou calcaires du niveau de Néhou. — L'étude chimique de ces roches a été faite par A. Leclère¹ et M^{me} E. Jérémiane a ajouté quelques nouvelles données sur le granite et les roches métamorphiques de Flamanville (note 1, p. 37).

LES ROCHES DU DÉVONIEN MÉTAMORPHIQUE. — Des observations faites pendant l'étude du gîte de Diélette en 1934 permettent d'ajouter de nouveaux détails à la stratigraphie et à la description des assises de l'enveloppe métamorphique.

A l'W du Port de Diélette, les roches métamorphiques dans lesquelles sont intercalées les couches de minerai de fer sont :

A. Des cornéennes noires, du type de la bande 1 d'Aug. Michel-Lévy exploitées dans la carrière du Mont Saint-Gilles.

1. LECLÈRE. Étude chimique du granite de Flamanville. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 112, t. XVII, 1906, pp. 21-37.

B. Des quartzites noirs, rubanés de gris, affleurant à l'W de la jetée de Diélette.

C. Des quartzites fins, très durs, à cassure conchoïdale, blanc-grisâtre, colorés en roux autour des fissures.

D. Des cornes rubanées, cornes grises, avec zones parallèles, brunes et grenatiformes, vertes à amphibole et pyroxène, appartenant à la bande 2 d'Aug. Michel-Lévy. Le rubannement est en général parallèle à la stratification, mais il peut aussi avoir pour origine une décoloration autour de diaclases perpendiculaires à la stratification.

E. Des calcaires cristallins blancs (cipolins) avec ou sans minéraux métamorphiques, associés ordinairement aux cornes D.

F. Des minerais avec débris d'organismes en calcite ; ces minerais sont situés au mur d'une couche de minerai de fer. Ils contiennent quelques oolithes, conservées surtout à l'intérieur des organismes. Ceux-ci sont groupés en nids, suivant la stratification ; leurs sections tranchent par leur couleur blanche sur le fond noir du minerai ; les plus caractéristiques de ces sections ont la forme d'un losange allongé ; d'autres sont circulaires ou arquées. Par leur abondance, par leur disposition, leur forme, ces sections rappellent celles des sections de Brachiopodes, particulièrement de *Spirifer* qu'on peut observer dans les calcaires dévoniens du Cotentin¹.

G. Des minerais calcareux, de couleur grise, avec de nombreuses oolithes, disposées en lits, parfois en stratification entrecroisée².

Des préparations des calcaires et des minerais à oolithes calcaires ont été examinées par M. Lucien Cayeux qui a fait à leur sujet les observations suivantes demeurées inédites.

Série E. Un premier type provient du travers banc de l'étage 150 à 150 m. au N d'une couche, dans une région moins métamorphique que les autres régions du gîte.

« Le calcaire n'est pas cristallisé. Il contient beaucoup de quartz clastique et un peu de pyrite. Il renferme une foule de débris d'Échinodermes, dont la microstructure est en partie conservée et dont le diagnostic ne laisse place à aucune réserve. »

« De la même région existe un cipolin renfermant les mêmes grains

1. A. BIGOT. Fossiles dans le minerai de fer de Diélette (Manche), *Bull. Soc. Linn. Norm.*, 8° S., t. VII, 1934, pp. 44-45.

2. De nombreux galets de ces minerais F et G peuvent être recueillis au pied du mur en face des bâtiments de la Mine ; ils proviennent de l'affouillement des déblais de la mine qui ont été jetés dans la mer à l'E du puits de la Cabotière.

de quartz élastique que le calcaire précèdent ; pyrite abondante, peu de magnétite, mais des minéraux de métamorphisme, augite, amphibole. Il est probable que la roche mère de ce type métamorphique était pareille à la roche précédente. »

Au niveau 150, à 118 m de la nouvelle couche, se trouve un « cipolin à grain fin, renfermant de nombreux grains de quartz élastique et un peu de fer magnétique, développé dans les grains de calcite ».

« Une roche provenant du niveau 90, à 163 m du puits 3 (nouveau puits) « est entièrement métamorphique. Elle renferme du grenat grossulaire en abondance, du dipyre, des pyroxènes, et notamment des feldspaths, etc. La roche mère, transformée en minéraux très calcaïques, est certainement un calcaire dont il ne reste aucune trace ».

« Du niveau 150, à 12 m, côté N, de la couche 2, le travers banc a rencontré un banc de « calcite très largement cristallisée, clivée et maclée. — Roche très pure, renfermant de petites inclusions de pyrite jaune et de rares mouchetures de fer magnétique, épigénisant le carbonate de chaux ».

Au niveau 150, à 100 m, côté N de la nouvelle couche, « suivant les plages d'une même préparation, c'est le *calcite* ou le *quartz* qui l'emporte. Le produit qu'on peut ranger parmi les cornéennes est un ancien calcaire impur, renfermant de nombreux grains de quartz élastique, de quartz secondaire, parfois très fréquent, un peu de *grossulaire* et de la *magnétite*, des phyllites, etc. La calcite est représentée par un grand nombre d'éléments à contours capricieusement découpés ».

Série F. Minéral avec organismes en calcite, provenant du mur de la couche 4, à l'étage 150.

« Le minéral renferme un grand nombre de témoins de calcite, en éléments de forme très irrégulière, plus ou moins épigénisés par le fer magnétique. Plusieurs débris permettent de reconnaître avec certitude la microstructure de restes d'Echinodermes. Les uns, à peine envahis par le fer magnétique sont restés entièrement calcaires, tout en gardant des vestiges du réseau cellulaire, très reconnaissables. Les autres, très minéralisés, montrent un réseau très distinct, constitué par du fer magnétique. Il existe en outre des oolithes, plus ou moins bien conservées, les unes avec un noyau très apparent, les autres avec une structure concentrique très fine. L'emploi de la lumière réfléchie fait ressortir une série d'éléments oolithiques engagés dans des plages de fer magnétique qui paraissent indifférenciées en lumière blanche.

« On observe également des minéraux de métamorphisme tels que *chlorite*, *dipyre*, quartz, etc.

« L'échantillon est particulièrement intéressant au point de vue de la substitution du fer magnétique au carbonate de chaux. A cet égard,

les restes d'Échinodermes, dont la nature première ne prête à aucune discussion, fournissent un argument des plus probants.

« La roche mère du minerai en question n'est autre chose qu'un calcaire, en partie oolithique, renfermant des restes d'Échinodermes en proportion indéterminée.

« On peut dire en manière de conclusion que tous les minerais des échantillons analysés procèdent de sédiments calcaires. »

Ainsi, la découverte de fossiles et de calcaires oolithiques dans le gîte du minerai de fer de Diélette a apporté des documents supplémentaires aux conclusions de M. L. Cayeux sur l'origine et l'évolution du minerai, formulées dès 1906, c'est-à-dire, métamorphisme et transformation en fer magnétique d'un calcaire oolithique, déjà épigénisé en fer avant le métamorphisme.

Les couches de minerai de fer et les calcaires oolithiques ne sont connus à Diélette que dans le Dévonien métamorphique. J'ai cherché en vain des couches oolithiques dans les schistes et les grès des plateaux du Cannichon et du Piernier et dans les schistes, les grauwackes et les calcaires du Mont Saint-Pierre. Ce faciès est d'ailleurs inconnu dans les calcaires de Néhou du Massif armoricain.

LE SYNCLINAL DE DIÉLETTE (fig. 1). — Les couches de minerai de fer sont connues par les affleurements dans les roches littorales et par les travaux de la Mine qui les ont recoupées 6 fois. Les anciennes descriptions signalent 5 couches qui ont été considérées comme des couches distinctes ¹.

L'étude du gîte, d'après les affleurements dans les roches littorales et d'après les travaux de la mine, a fait connaître qu'il n'existe que 3 couches qui, par suite de la disposition synclinale du gîte, avaient été recoupées 5 fois par les anciens travaux.

Le Dévonien métamorphique qui borde la falaise depuis le port de Diélette forme un synclinal orienté du SW au NE. Ce synclinal longe à l'W la bordure du granite. Il se ferme au NE dans la partie S de l'anse de Diélette. Son axe et son flanc W sont dans les roches littorales, recouvertes à haute mer. Son flanc E est en partie assimilé par le granite. Suivant son axe, le synclinal est partagé en deux plis secondaires par un relèvement anticlinal qui se transforme en faille directionnelle, coupant le flanc W du synclinal (fig. 2). Le pli de l'E est remonté par rapport au pli de l'W; son axe est très rapproché de l'accident directionnel et son flanc E est réduit. Des bombements transver-

1. J. MAURICE. Notice sur la mine de fer de Diélette (Manche), *Bull. Ind. Min.*, 3^e S., 1888, pp. 337-372, fig. 12.

saux font onduler l'axe du synclinal. Une de ces ondulations se trouve sur le trajet de l'étage 90.

Les quartiers exploités et les travers-bancs des étages 90 et 150 ont rencontré un accident transversal qui était déjà connu par les travaux partant de l'ancien puits de Guerfa, situé près des bâtiments de la Mine. Cet accident, désigné sous le nom de *faille de Guerfa*, est dirigé WNW ; le plan de la faille est incliné de 55 degrés vers ENE.

Les travaux d'exploitation n'ont rencontré que quelques filons de microgranulite ¹. Le plus important se trouve au N de la faille de Guerfa, à laquelle il est sensiblement parallèle.

DES COUCHES DE MINÉRAI DE FER. — L'observation des affleurements dans la zone littorale est difficile parce que la plupart sont au niveau des basses mers et même des plus basses mers, et ne sont découverts que pendant un temps très court. Une partie de ces affleurements est cachée par des sables ou par des amoncellements de gros blocs ou de galets.

Une première bande (couche 1) est connue depuis le port de Diélette jusqu'à l'anse de Quiédoy. Elle commence dans le port de Diélette par une courbe périclinal, concave vers l'W, qui s'inscrit dans une concavité des couches du mur ². Celui-ci est formé par une épaisse série de quartzites qui affleurent à l'W de la jetée, en avant du cordon littoral ; elle comprend des quartzites noirs ou gris, très durs, des quartzites compacts, céroïdes, à cassure conchoïdale, jaunâtres au voisinage des fissures, des alternances de petits lits de cornéennes noires et de grès rubanés, rappelant la disposition des quartzophyllades rubanés du Cannichon. Sur les surfaces des quartzites noirs polies par la mer sont des marbrures plus claires. Le toit de la couche est formé par les cornes rubanées. La disposition synclinal est très nette au voisinage W de la jetée ; on voit très nettement diverger les couches du mur. Dans le flanc SE, la couche se rapproche de la limite du granite. Cette limite n'est pas rectiligne ; le granite envoie dans les roches dévoniennes de grosses apophyses qui coupent aussi la couche dont l'affleurement est par suite discontinu. Ces interruptions sont fréquentes dans la région de la Roque. Au pied de la falaise, sous la première pile du transbordeur, on voit la couche en contact avec le granite. Cette couche a été recoupée par les galeries des étages 90 et 150.

1. Ces filons sont très nombreux dans le granite. On en a reconnu 27 sur un trajet de moins de 3 km entre la jetée de Diélette et l'anse de Biedal.

2. Le premier puits de la mine de Diélette est situé à l'W de la jetée et près de celle-ci sur l'affleurement sud de la couche. Il est surmonté par une maçonnerie en saillie sur les rochers et recouvert d'une fermeture autoclave.

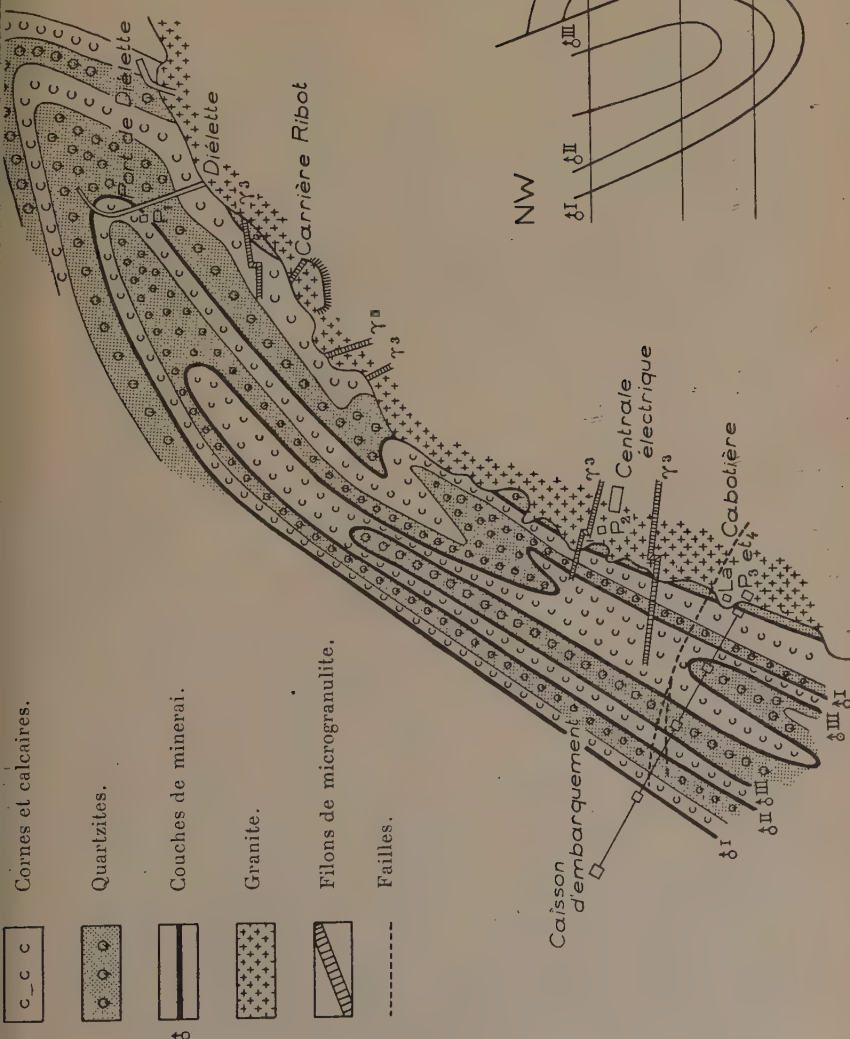


Fig. 1. — Carte de surface de la région de Diélette.

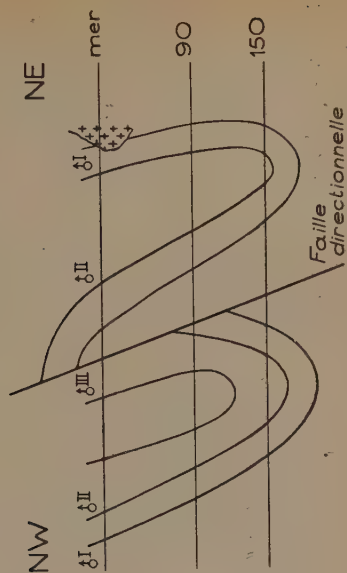


Fig. 2. — Coupe transversale (schématique) du synclinal dévonien dans la région de Diélette.

Une seconde bande (couche II) affleure au NW de la précédente en face de l'anse de Guerfa. Elle affleure en avant, côté terre, de la deuxième pile du transbordeur, entre des quartzites fins de couleur grise au mur, et des cornes rubanées au toit. Les affleurements de cette bande ont été reconnus jusqu'à l'anse des Cinq Aunes, située entre le Trou Baligan et l'anse Blondel (où aboutit le chemin venant du Hameau Houel). Au SE de cette couche, les quartzites sont en saillie entre les galets et les blocs qui cachent l'affleurement de la couche, mais celle-ci se continue dans la direction des rochers des Corbes où le minerai est connu. Cette bande a été rencontrée dans le flanc S du synclinal par les travaux des étages 90 et 150.

Une troisième bande (III) affleure au pied même de la deuxième pile, du côté terre. Elle est comprise entre les cornes du toit de la seconde bande et une assise de grès noirs rubanés du côté du mur. Au delà de ces grès est un autre affleurement, retour de cette même couche, compris entre les grès du mur et les cornes du toit.

Autour de cette deuxième pile, les couches sont verticales, mais on les voit très nettement diverger en direction de Sciottot. La nature des roches définit les côtés mur et toit. La pile n° 2 est sur un petit anticlinal dont le noyau est formé par les quartzites du mur et dont les flancs comprennent les retombées d'une même couche. Le prolongement dans la direction de Sciottot de la retombée W de cet anticlinal se perd rapidement au-dessous des basses mers.

Cet anticlinal est sur le trajet d'autres accidents, obliques à la direction générale du synclinal. C'est d'abord la terminaison en pointe de la couche dans l'anse de Guerfa, puis le synclinal entre la Mare Blondel et la Roque, ouvert au NE.

Aucune couche n'est visible dans les roches du littoral au-dessus de la couche III, située à la limite des basses mers.

Les travaux de la mine et l'examen des affleurements ont donc permis de reconnaître 3 couches. Dans le pli E la couche I est la plus ancienne. — Au-dessus vient la couche II, d'allure synclinale. La couche autrefois désignée comme couche 4 est le retour de la couche II dans le flanc W du pli. Dans le pli W, au delà de la faille directionnelle, la couche II est supprimée par cette faille, mais son retour, appelé autrefois couche 4, a été recoupé à l'étage 90 et à l'étage 150. Au niveau 150 elle prend une disposition synclinale : les couches sont très redressées et plongent vers la terre. La couche III, autour de la deuxième pile, est la plus récente. Elle n'a pas été rencontrée par les travaux de l'étage 90, au-dessus desquels elle se ferme en profondeur.

UN CARTILAGE CALCIFIÉ FOSSILE

PAR Geneviève Delpey¹.

PLANCHE III.

J. Cu villier a récolté dans la partie moyenne du « Baustein » (Lutétien supérieur) au Gebel Mokattam (Égypte), un fossile en forme de manchon, au galbe sinueux, ayant un bord rectiligne, ouvert à ses deux extrémités dont l'une est bifurquée (fig. 1). Il

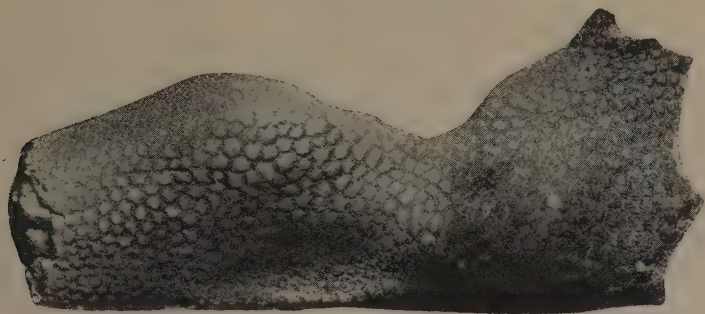


FIG. 1. — Aspect extérieur d'un fragment de cartilage calcifié. $\times 3$.
Gebel Mokattam (Égypte). Coll. Cu villier.

s'agit d'un fragment de cartilage calcifié, provenant très probablement d'un Sélacien, ce qui n'est pas étonnant puisqu'il accompagne des dents de *Coelorhynchus*, *Carcharodon*, *Myliobatis*, *Lamna*, *Pycnodus*, *Carcharias* et *Ginglymostoma*, parmi d'autres fossiles.

A ce propos, j'ai entrepris de revoir la question du cartilage aux points de vue qui intéressent le plus la paléontologie, c'est-à-dire dans ses formes solides et, comme nous le verrons, pourvues de chondroplastcs assez particuliers. En même temps, les difficultés de détermination dues aux ressemblances de ce fossile avec les squelettes d'embranchements tout autres entraîneront l'étude de quelques structures particulières. Ces convergences ont, en effet, intrigué les paléontologues et suggéré parfois des rapprochements injustifiés.

L'aspect extérieur du fossile qui nous intéresse comporte un pavement de losanges, de pentagones et surtout d'hexagones, dont les sutures semblent plissées, laissant entre elles de nom-

1. Note présentée à la séance du 16 février 1942.

breux méats. Une section transversale offre des polygones identiques à ceux de la surface (pl. III, fig. 1) : l'échantillon est constitué par des polyèdres d'apatite à structure sphérolithique (pl. III, fig. 3).

ÉTUDE HISTOLOGIQUE

Rayonnant à partir d'une cellule centrale vers la périphérie de chaque polyèdre, des chapelets de cellules en forme de clo-



FIG. 2. — Les chapelets de cellules en clochettes du cartilage calcifié, de part et d'autre d'une lacune suturale. $\times 500$.

chettes, reliées entre elles par des canalicules annelés, et d'où partent d'autres filaments, aboutissent perpendiculairement à des lacunes irrégulières occupant d'une manière discontinue l'emplacement des sutures (fig. 2). Dans ces lacunes, on observe des fibres et des fragments de capsules cartilagineuses ; il y a des cellules arrondies aux capsules coalescentes dans leurs

parois ; on y trouve aussi les sections arrondies de vaisseaux sanguins (pl. III, fig. 2).

C'est cette structure qui, signalée par Roth (1911) chez *Trygon*, a été figurée par Lubosch dans l'article basilaire de la nageoire pectorale d'*Acanthias*. Ces auteurs n'ayant utilisé qu'un faible grossissement, ne parlent pas des cellules. Il est vrai que l'on se heurte, dans les préparations de matériel vivant à la médiocre

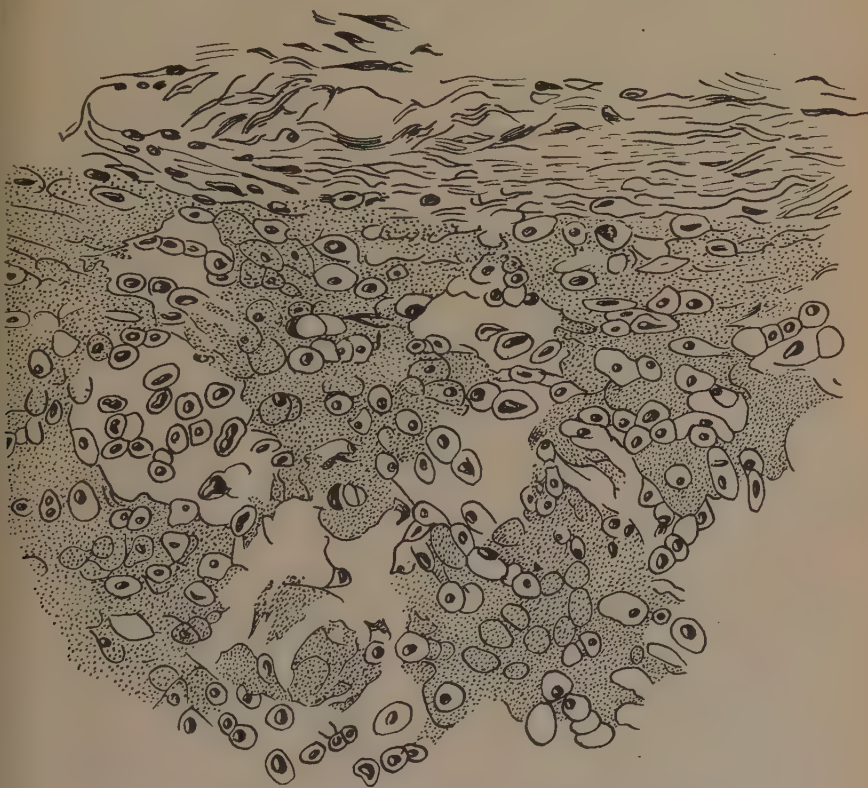


FIG. 3. — Ilots de calcification d'un rayon de nageoire de Raie, préparation à l'hématéine-éosine faite par M. Bayard.
(Coupe longitudinale) $\times 500$.

netteté des cellules dans le cartilage. Certains traités d'histologie signalent des ostéoblastes dans le cartilage des Séliciens ; il est évident qu'ils font allusion à ces cellules en clochettes.

Les lames minces faites dans le rostre du Poisson-Scie actuel, *Pristis*, offrent une structure voisine, sinon identique. On y retrouve les polyèdres, les chapelets de cellules perpendiculaires aux lacunes suturales. Celles-ci contiennent aussi des fibres et

des débris de capsules, et l'on peut y remarquer les sections de vaisseaux, encore colorés en rouge par du sang, se détachant sur le dessin noir et blanc du reste de la préparation.

Cette structure est-elle une conséquence de la calcification? On connaît du cartilage calcifié ailleurs que chez les Sélaciens : il y en a même chez l'homme. Dans le squelette des Vertébrés supérieurs la calcification directe du cartilage commence par l'hypertrophie des chondroplastes qui sont alors pénétrés par des vaisseaux sanguins qui les font éclater. C'est probablement ce qui se passe dans les lacunes au pourtour des ossicules du Sélacien. Puis, les sels calcaires se déposent sous forme de granulations dans le cartilage. C'est une forme de mort ou de vie très ralentie pour le cartilage qui perd ainsi peu à peu ses facultés de croissance. On ne parle pas chez l'homme de cellules ramifiées en forme de clochettes, ni d'ossicules individualisés.



FIG. 4. — Chondroplastes ramifiés, en îlots, du cartilage céphalique du Calmar. $\times 400$, d'après Ranvier.

L'étude d'une préparation histologique, colorée à l'hématéine-éosine, de rayons de nageoire de Raie va nous permettre de comprendre le passage du cartilage hyalin banal au type qui nous intéresse (fig. 3). Dans le cartilage hyalin, des îlots plus colorés, formés de chondroplastes serrés les uns contre les autres en files plus ou moins rayonnantes, et de grande taille, parfois semblant dépourvus de noyau, donc morts, mais généralement ayant conservé une forme arrondie, correspondent à des centres de calcification. Peut-être des filaments partent-ils de certaines cellules. Cette structure paraît correspondre à ce que l'on voit dans nos échantillons au niveau des

parois des lacunes, là où la calcification n'est qu'ébauchée.

C'est pourtant encore parmi les structures cartilagineuses que

nous rencontrerons les plus grandes analogies avec les cellules en clochettes pourvues de filaments des ossicules qui nous intéressent. Sharpey-Shafer a figuré, dans la bordure du cartilage articulaire de la tête d'un os métatarsien humain, des cellules offrant tous les passages entre cellules conjonctives ramifiées et chondroplastcs arrondis. On signale des chondroplastcs ramifiés dans le cartilage corniculé du larynx, le ligament rond de l'articulation coxo-fémorale et, provenant de cellules cartilagineuses sphériques, dans les enchondromes ou tumeurs cartilagineuses. Le cartilage cranien des Céphalopodes : Seiche, Poulpe, Calmar (fig. 4), possède à l'état jeune un aspect hyalin des plus typiques.



FIG. 5. — Cellules en clochettes et ostéoplastes $\times 1000$.

a, cellules en clochettes de cartilage calcifié fossile;

b, ostéoplaste d'*Astarolepis* dévonien; c, ostéoplaste de Siluridé actuel.

Puis, les cellules cartilagineuses développent des ramifications. Ces cellules sont groupées en îlots issus chacun d'une même cellule; les canalicules se dirigent tous vers l'extérieur, la forme des cellules s'évasant dans cette direction. Ces îlots sont plus simples que les faisceaux des ossicules des Sélaciens, mais la ressemblance des cellules est frappante.

On distingue un ostéoplaste d'un chondroplaste par la présence de prolongements protoplasmiques qui partent du premier,

opposée à la forme arrondie du second. Ce critère n'offre plus qu'un sens restreint dans le cas des chondroplastés ramifiés (fig. 5). Si l'on songe que tous les histologistes sont d'accord pour voir dans ces deux sortes de cellules caractérisant deux sortes de tissus de soutien des différenciations de cellules conjonctives à forme peu fixée, il ne reste plus pour les distinguer que la nature de leur groupement, les chondroplastés restant en paquets après leur formation, les ostéoplastés étant isolés. Il y a tout lieu de penser que dans le cartilage calcifié, comme dans l'os, les cellules ramifiées sont mortes ou en vie ralentie.

CRISTALLOGRAPHIE

Dans la région périphérique de notre fossile, un fort grossissement permet d'observer des cristaux ne dépassant guère 4μ 8 de diamètre (pl. III, fig. 5-6). L'apparence de ces cristaux est quadrangulaire et pourrait, étant donnée leur faible biréfringence, correspondre à des prismes hexagonaux d'apatite vus par une de leurs faces. Il arrive que ces cristaux soient associés pour former des sortes d'étoiles rappelant les cristaux en oursins d'oxalate de calcium des cellules de certains végétaux.

Aucun Vertébré n'offre de spicules dans son squelette. Mais des cristaux d'aragonite groupés en oursins ou en sphérolithes se rencontrent en abondance dans la tunique d'une famille de Synascidies : les Didemnidés. Les cristaux en étoile figurés par Giard chez *Didemnum cereum* sont même de forme assez voisine de ceux que l'on observe ici. On peut comparer, au point de vue de la consistance au moins, la tunique de ces Didemnidés à du cartilage : c'est en effet une substance intersticielle chimiquement voisine de la cellulose, autour de grandes cellules arrondies ou étoilées, d'origine mésodermique, qui dégénèrent rapidement.

Il est intéressant que M. Prenant ait pu reproduire *in vitro*, dans un milieu colloïdal approprié constitué par de la gélose, et en présence de phosphate bicalcique, la précipitation de cristaux en oursin très analogues à ceux qui sont caractéristiques des différentes tuniques de Didemnidés. Il y a d'ailleurs lieu d'insister sur le fait, mis en évidence par M. Prenant, de l'indépendance des spicules des Tuniciers par rapport à tout élément cytologique : ce sont de véritables cristaux variant avec le pH du milieu générateur. Ils s'opposent aux spicules des Spongiaires, des Alcyonnaires et des Échinodermes, d'origine intracellulaire,

dont la forme plus ornée, que celle de simples cristaux, porte le signe de la vie.

Gebhardt a observé que, tandis que la substance osseuse proprement dite est en général constituée de phosphate de chaux et de calcaire amorphe, les sels calcaires qui calcifient le cartilage sont cristallisés.

Ainsi, la présence de cristaux étoilés dans un cartilage calcifié fossile n'est pas un fait étonnant. Il semble qu'elle tienne surtout à la consistance du milieu. N'ayant pu retrouver de tels cristaux dans du cartilage actuel, je crois plutôt ici à leur origine fortuite. Peut-être le cartilage, qui se calcifie d'ailleurs souvent après la mort, a-t-il réalisé *post-mortem* les conditions favorables à cette curieuse cristallisation. Il ne semble pas, en effet, s'agir d'un artifice de préparation.

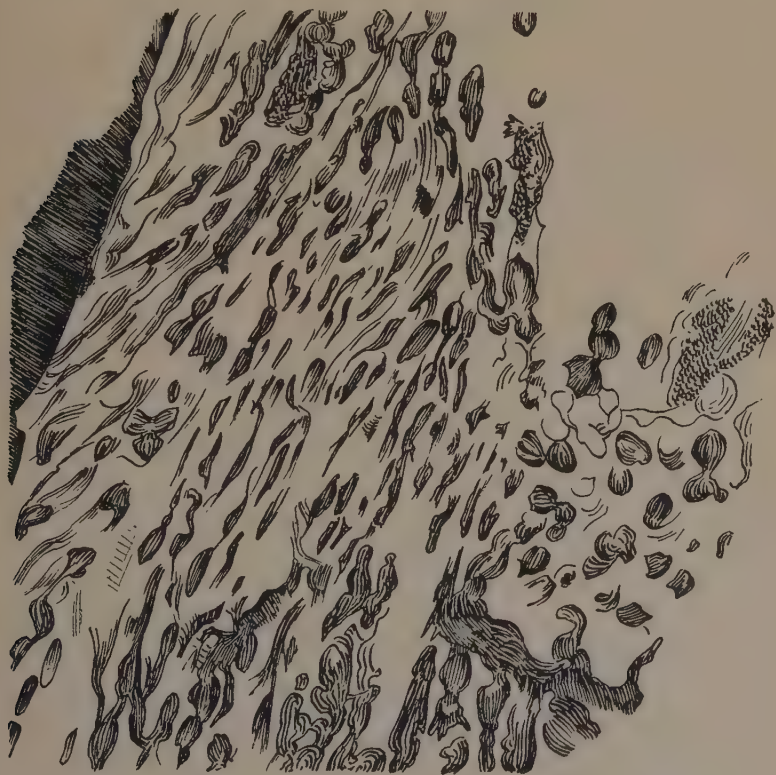


FIG. 6. — Parallélisme des files de cellules du cartilage calcifié, à la surface de l'échantillon. $\times 500$.

LA STRUCTURE TRANSsutURALE

Un aspect extérieur comparable à celui du cartilage calcifié des Sélaciens se rencontre dans bien des classes animales et végétales (fig. 6). Ce sont, chez les Échinodermes, les ossicules des Astérides laissant passer entre eux les branchies lymphatiques, les plaques non jointives des Carpoïdes et du genre cambrien *Eocystis*. C'est aussi le cas de l'Algue Dasycladacée supposée *Stichoporella*, du Jurassique, que l'on distingue de *Goniolina* par les sutures plissées des polygones de sa surface. Les écailles polygonales qui couvrent les plaques dermiques des Ostracodermes dévoniens *Thelodus* et *Psammosteus* sont encore semblables. Nous avons vu que la structure polyédrique du cartilage permet de le distinguer de ces types simplement polygonaux. L'élément polyédrique est relativement rare dans les squelettes animaux. L'éponge calcaire *Astrosclera* a un squelette constitué par des sphérolithes jointifs d'aragonite dont la forme est polyédrique : c'est un des rares exemples de ce type.

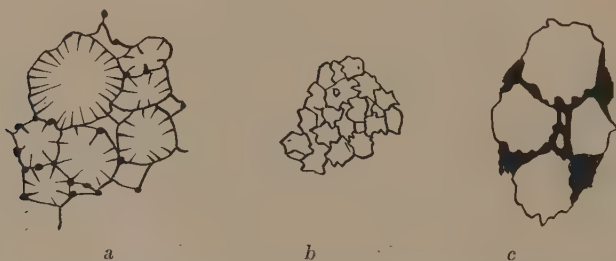


FIG. 7. — a, plaques d'*Eocystis longidactylus*, d'après Bather, très grossi ;
b, aspect de *Stichoporella Stutterdi* CARRUTHERS, $\times 3$ environ ;
c, écailles de *Psammosteus paradoxus* AGASSIZ, $\times 10$.

Sauf pour les polyèdres périphériques qui ne présentent cette structure que parallèlement à la surface (fig. 7), les files de cellules en clochettes ne lui étant jamais perpendiculaires, celles-ci aboutissent perpendiculairement aux lacunes suturales qui jouent un rôle comparable à celui des espaces de Kiernan autour d'un lobule hépatique. On observe ainsi, en section, une structure losangée qui semble traverser les sutures, tout comme, chez les Échinodermes, l'ornementation de surface des plaques. Ici, où il est question de polyèdres, il ne s'agit pas de losanges, mais de cônes accolés par leurs bases qui sont les lacunes suturales.

Dans le cartilage calcifié, il n'y a aucune anastomose possible entre deux chapelets de cellules en clochettes, même s'ils sont

dans le prolongement l'un de l'autre, mais symétriques par rapport à la lacune suturale : la partie élargie de chaque cellule est tournée vers la lacune intéressée. Les photographies montrent que, partout où les ossicules sont coalescents, où il n'y a donc pas de lacunes, n'aboutit aucun chapelet de cellules.

Dès maintenant, par conséquent, nous pouvons entrevoir que la structure transsuturale a une valeur purement morphologique. Les ossicules ayant une face libre n'offrent, comme nous l'avons déjà vu, la structure transsuturale que parallèlement à la surface, ce qui indique qu'elle est la conséquence de la juxtaposition des éléments squelettiques.

C'est la structure transsuturale qui, en grande partie, a justifié les hypothèses de Heasman et de Spencer, rapprochant les plaques d'Échinodermes (Rhombifères) de celles de la cuirasse des Ostracodermes, croyant accentuer ainsi la ressemblance entre Échinodermes et Vertébrés. En dehors de la structure transsuturale, l'homologie entre squelettes porterait sur trois faits : 1° trois couches stratifiées composent le test ; 2° le test est subdivisé en aréas polygonaux ; 3° des pores marquent, en surface, l'aboutissement de canaux verticaux. La première comparaison tombe, depuis que l'on n'admet plus qu'une seule couche pour les plaques de Cystoïdes, les deux autres se rencontrent en maints autres squelettes. Enfin, il faut rappeler que le squelette des Échinodermes a une origine intracellulaire et que celui des Vertébrés est d'origine extracellulaire.

L'élément polygonal qui est l'une des caractéristiques de toutes ces structures est l'homologue d'un élément circulaire dont la forme serait modifiée* par des éléments voisins identiques. Une coquille de Patelle donne une idée d'un tel élément isolé : les ornements rayonnés qu'elle porte sont répartis uniformément. Chez les Chitons, aux huit valves en forme d'éventail, c'est aussi selon une direction rayonnante, celle des lames de l'éventail, que se disposent les canaux profonds desquels montent les aesthètes, organes sensoriels de la surface. Lorsqu'il s'agit d'un élément polygonal, des ornements rayonnants joignent encore les sommets au centre, mais les autres adoptent la perpendiculaire aux sutures. Ainsi, les plaques des Cystoïdes et celles qui cuirassent le Poison-Coffre.

Cette direction paraît donc liée par un simple rapport mécanique à l'élément polygonal. Il serait bien curieux que sa signification physiologique ait un intérêt pour rapprocher les groupes (fig. 8).

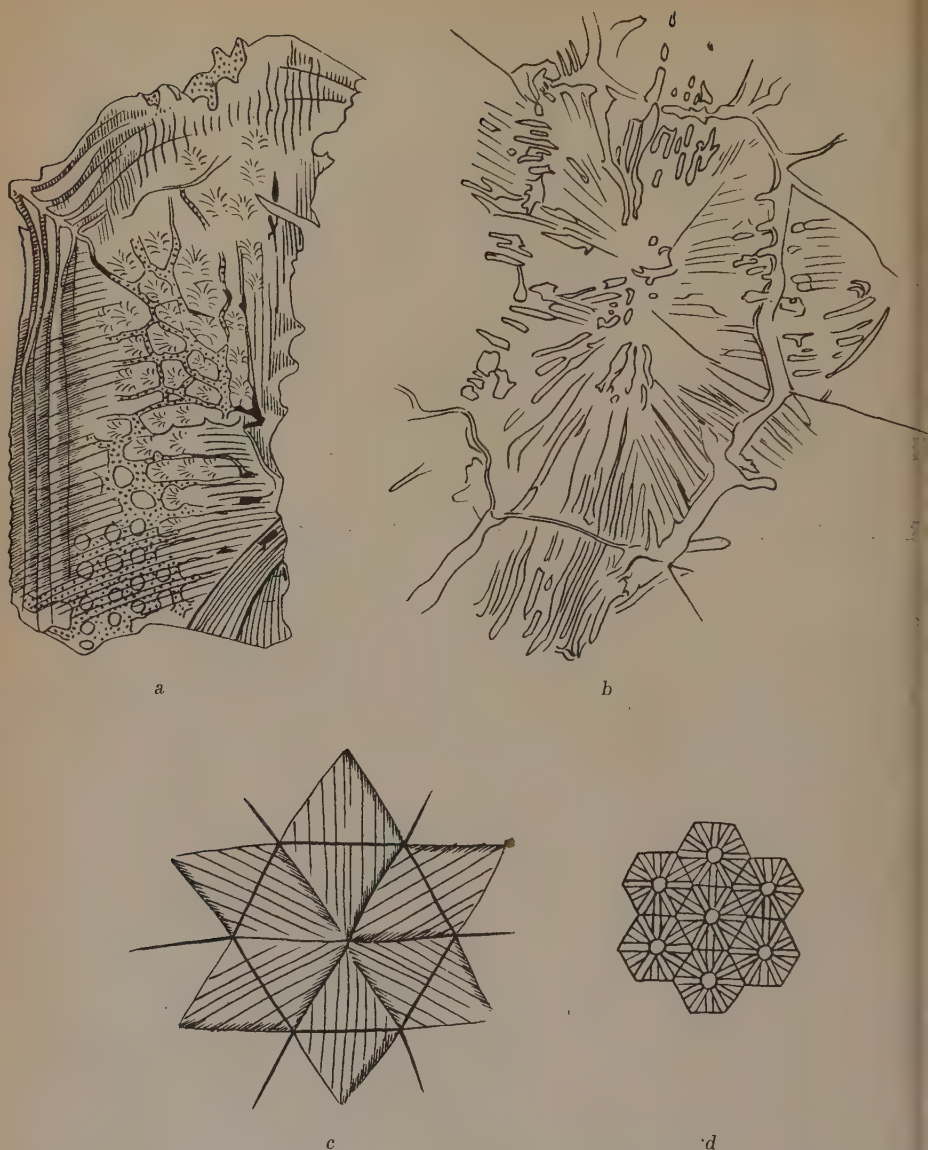


FIG. 8. — Quelques cas de structure transsuturale.

a, Écaille d'*Ostracion quadricornis*, $\times 6$; b, canaux radiaires de la couche moyenne de l'exosquelette postérieur du bouclier céphalique dorsal de *Cephalaspis Powriei* LANKESTER, $\times 15$, d'après Stensiö; c, rhombes de la surface thécale de *Caryoscystis granatum*, $\times 3$; d, groupe d'opercules de *Cyclocrinus planus* STOLLEY, $\times 5$, d'après Stolley.

Échinodermes

Cette structure existe chez les jeunes Oursins ; elle correspond au réseau nerveux périphérique sur les plaques adultes de *Dorocidaris* ; elle reflète le système nerveux interne sur la thèque des Crinoides. On la retrouve chez tous les Échinodermes anciens, surtout Rhombifères (fig. 8 c) et Pectinirhombifères qu'elle caractérise et où elle correspond à des pores internes ou à des ouvertures externes.

Plaques dermiques des Poissons

Torsten Pehrson a figuré le tracé des canaux du système de la ligne latérale à la surface des os dermiques du crâne d'*Amia*. Ces canaux cheminent en passant par le centre des plaques et en traversant les sutures perpendiculairement, sauf lorsqu'ils utilisent le tracé même des sutures. Embryologiquement, il semble que l'os soit induit postérieurement au canal sensoriel, mais cela ne change rien aux directions relatives de la croissance de l'os et du chemin des canaux.

L'actuel *Ostracion* a tout son corps enfermé dans un coffre constitué par des plaques généralement hexagonales, à structure d'écaille (fig. 8 a). Un réseau de canaux fibreux court horizontalement ; il en part des bouquets de canalicules. Constitué par des mailles assez régulières, ce réseau comporte, partant du centre, des canaux aboutissant aux angles de la plaque et des canaux transsuturaux ; il y a aussi des canaux ascendants venant de la surface interne. Ce type est comparable à celui des plaques d'Ostracodermes, le « plexus subaponeurotique » de Stensiö (fig. 8 b). Dans la partie moyenne des plaques dermiques se trouvent des canaux radiaires à direction transsuturale, dans lesquels aboutissent des canaux ascendants venant de troncs internes et des canaux descendants venant de la surface, et d'où partent des canalicules de dentine. Dans ces deux cas, il ne paraît s'agir que de la structure même des plaques, la direction transsuturale ne donnant passage à aucun organe extrasquelettique.

Algues

Parmi les Algues rapportées aux Dasycladacées, le genre silurien *Cyclocrinus* offre des sortes de couvercles polygonaux formant un pavement à leur surface externe : leur ornementation transsuturale est typique (fig. 8 d). *Stichoporella* semble être orné de même, surtout dans les régions suturales.

Cas particuliers

La coquille des Gastéropodes reste une unité squelettique, mais en s'enroulant en spirale, les tours jouent les uns par rapport aux autres le rôle d'éléments jointifs. En dehors des stries d'accroissement, les lignes structurales les plus fréquentes sont parallèles aux sutures, dans le sens même de l'enroulement. Pourtant, chez les *Bolmidæ* et les *Onustidæ*, certains ornements sont des côtes ou des ondulations perpendiculaires aux stries d'accroissement ; il en est de même pour les lignes de ponctuations de l'ornementation profonde des *Campanilidæ* éocènes.

Il semble donc qu'une loi régit la structure des tissus organiques minéralisés : les lignes structurales, hors les stries d'accroissement, ont pour principales directions les perpendiculaires à ces stries. Dans le cas de polygones, elles tendent à créer des structures triangulaires et, par juxtaposition de polygones voisins, des rhombes. Dans le cas de polyèdres, les triangles sont remplacés par des cônes. Les organes linéaires (vaisseaux et nerfs) en liaison avec des tissus squelettiques suivent généralement ces lignes structurales.

EXPLICATION DE LA PLANCHE III

FIG. 1. — Vue d'ensemble d'une lame mince à travers le cartilage calcifié fossile. $\times 12$.

FIG. 2. — Détail de quelques ossicules. $\times 50$. Remarquer la structure transsuturale, la discontinuité des lacunes suturales, l'absence de chapelets de cellules aux endroits privés de ces lacunes, les sections arrondies de vaisseaux sanguins dans les lacunes.

FIG. 3. — Deux ossicules en lumière polarisée, $\times 50$, montrant la croix noire caractéristique de la structure sphérolithique.

FIG. 4. — La paroi d'une lacune suturale. $\times 500$. Remarquer les cellules arrondies.

FIG. 5. — Cristaux d'apatite quadrangulaires et étoilés, au voisinage d'une lacune. $\times 500$.

FIG. 6. — Cristaux d'apatite groupés en étoile sur le bord de la préparation, $\times 600$.

OBSERVATIONS SUR LE TRIAS D'ALGÉRIE

PAR P. Fallot¹.

INTRODUCTION.

Grâce à l'amabilité de M. Bétier, Chef du Service géologique de l'Algérie, et de mes confrères algériens, j'ai pu effectuer en été 1939 un voyage qui permet, semble-t-il, d'apporter quelques lumières nouvelles sur la stratigraphie du Trias.

J'ai été accompagné, selon les régions, par MM. Bétier, Flandrin, Alexis Lambert et Deleau qui m'ont fait profiter de leur connaissance des secteurs parcourus. C'est à mes savants confrères que revient le mérite de la plupart des observations consignées dans ces pages. En tête de chaque paragraphe j'indiquerai le nom du géologue qui m'a guidé, mais avant toute chose je tiens à les remercier tous ici.

M. J. Flandrin et moi avons résumé en deux notes préliminaires les conclusions auxquelles nous étions arrivés sur le terrain².

Depuis lors, j'ai étudié les matériaux recueillis avec lui, ainsi que quelques lots de fossiles algériens et tunisiens figurant dans les collections de la Sorbonne³.

*
* *

M. L. Glangeaud a défini les deux zones essentielles qui partagent longitudinalement l'Algérie septentrionale : zone des Kabylies (I) au Nord, et zone du Tell (II) au Sud. La première comprend, d'Ouest en Est le Chenoua, le Djurdjura et la Numidie. M. L. Glangeaud a établi, d'abord seul, puis en collaboration avec MM. Bétier, Dalloni, Savornin et Flandrin, l'existence d'une masse charriée, la « Nappe du Flysch » (sous-zone I^d) qui, entre le massif Kabyle et la zone du Tell, s'étend vers l'Est jusqu'à l'Est du méridien de Bouïra. Quelles que soient les difficultés tectoniques qui subsistent encore dans l'analyse de la bor-

1. Note présentée à la séance du 16 février 1942.

2. *CR. Ac. Sc.*, t. 210, p. 146 et 255.

3. Je remercie vivement M. Jacob de m'avoir confié ces matériaux.

ture méridionale du Djurdjura, l'existence d'une nappe enracinée sous le front de cette chaîne démontre que, au moins dans l'Ouest, la zone des Kabylies aborde celle du Tell non seulement par un pli-faille, mais par un véritable chevauchement. Vers l'Est du massif, dans la région de Chellata, nous avons noté, M. Flandrin et moi, que la zone des Kabylies comporte elle-même des recouvrements de détail auxquels participe le Trias.

A l'Est du grand feston dessiné par le massif Kabyle, la Numidie en constitue un second dont les formations paléozoïques, plus ou moins masquées par des terrains récents, s'étendent du méridien de Djidjelli à Bône.

Le raccord des deux festons semble se faire en mer au Nord du Golfe de Bougie par un point de rebroussement.

Le massif numide a été considéré par le regretté Joleaud comme charrié, puis la tendance a prévalu d'y voir des formations autochtones, et, de fait, la carte au 1/500.000¹ ne figure pas à son front sud, de contacts anormaux continus. Je pense toutefois que l'on devra revenir sur cette interprétation. Pour ne citer qu'un fait, les affleurements jurassiques et nummulitiques du Dj. Rhedir que nous avons traversés sous la conduite de M. Deleau apparaissent en coupole au milieu du Paléozoïque. Ils sont séparés de ces terrains anciens par une surface de contact anormal selon laquelle le Nummulitique est écrasé, et l'on doit se demander si de tels accidents ne révèlent pas de notables mouvements vers le Sud.

La question n'est pas mûre, mais pour l'intelligence des observations stratigraphiques, il était utile de noter que la Numidie évoque un style tectonique d'ensemble apparenté à celui qui caractérise la Kabylie.

Le massif numide, en tant qu'unité tectonique, est tranché par la côte vers Bône. Tout ce qui est au Sud du front Kabyle et Numide appartient à la zone du Tell.

Nous avons insisté en 1940, M. Flandrin et moi, sur l'opposition de faciès qui existe entre les formations triasiques de ces deux zones.

Voici les observations qui nous y ont incités.

I. Présence du Trias avec Muschelkalk marin dans le Djurdjura.

Jusqu'aux découvertes de M. Alexis Lambert, seul avait été identifié dans le massif kabyle, un « Permo-Trias » lie de vin,

1. Carte géologique de l'Algérie au 1/500.000^e, feuille Constantine. Alger 1938.

défini par Ficheur et dont l'extension ressort bien sur la carte au 1/500.000^e. Cette formation affleure en diverses bandes anticlinales dans le Jurassique de la chaîne ainsi qu'à son bord méridional, où elle est souvent en contact anormal avec le Jurassique et le Tertiaire.

En beaucoup de points, nulle assise ne s'observe entre le Permo-Trias et le Lias.

Ainsi au revers sud du Djurdjura, M. Lambert nous a-t-il montré, dans la coupe de Tala Guicem (pied de la Dent du Lion) des couches infraliasiques, datées, faisant suite sans discontinuité visible aux grès lie de vin du Permo-Trias.

Plus à l'Est, à hauteur du Châlet-hôtel de Tikjeda, la base de la série liasique comporte, sur le Permo-Trias, des passées alternantes calcaires et dolomitiques couronnées par du Nummulitique au Ras Tigonatine. Cette série à pendage nord s'enfonce sous le Permo-Trias du Ras Timedouine, ainsi que M. Lambert nous l'a montré. Elle comporte sans doute une partie du Lias inférieur, mais le Trias n'y paraît pas différencié.

A l'Est de Tikjeda, une route gagne Tizi n'Kouilal par le Tizi Boussouil. Au pied SE de l'Akouker elle permet d'observer la coupe schématisée fig. 1. Les couches fortement redressées sont plissées en accordéon, et abordent le Nummulitique par un contact sans doute anormal. Entre ces replis et l'Akouker s'intercale une série que je rapporte au Trias. La coupe qui en est donnée fig. 2 a été relevée partie le long de la route, partie selon le sentier qui relie celle-ci au belvédère, situé en 631,8/353,3, au NE de l'Akouker.

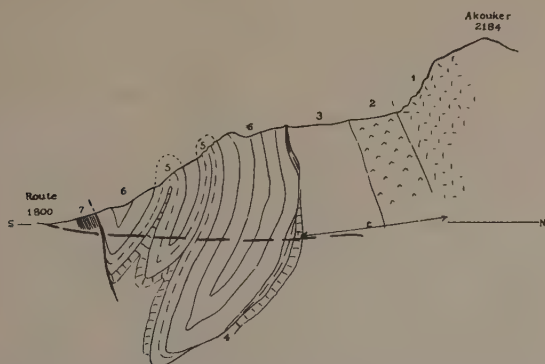


FIG. 1. — Allure schématique des couches au Sud de l'Akouker. Éch. 1/15.000.
1° Calcaires liasiques de l'Akouker. — 2° Complexe gréseux rouge (Werfénien *pro parte*). — 3° Trias marin. — 4° Lias inférieur. — 5° Lias moyen. — 6° Lias supérieur. — 7° Nummulitique. — C zone embrassée par la coupé de détail fig. 2.

La succession des assises indiquée dans la légende fait ressortir l'existence d'un horizon fossilifère et de calcaires à « Fucoïdes ».

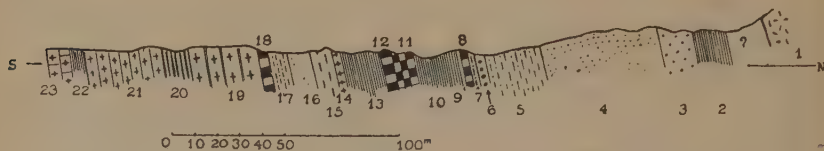


FIG. 2. — Coupe de la série triasique du pied sud de l'Akouker.

1° Lias de l'Akouker. — 2° Grès argileux lie-de-vin. — 3° Grès blancs 15 m. — 4° Grès grossiers à passées de cailloux siliceux 50 m. — 5° Grès rouges micacés à passées blanches 25 m. — 6° Grès brunstendres 4 m. — 7° Calcaires en plaquettes 2 m. — 8° Calcaires à « Fucoïdes » 3 m. — 9° Calcaires en plaquettes, fossilifères 0,50 m. — 10° Marnes jaunes 27 m. (avec passage vers le haut à des marno-calcaires). — 11° Calcaires dolomitiques en plaquettes à « Fucoïdes » 7 m. — 12° Calcaires à « Fucoïdes » en gros bancs 4 m. — 13° Marnes et marno-calcaires gris 13 m. — 14° Calcaires dolomitiques en plaquettes 3 m. — 15° Dolomies grises litées 8 m. — 16° Grès blancs à passées grossières 10 m. — 17° Grès argileux en plaquettes 10 m. — 18° Marno-calcaires à « Fucoïdes » 4 m. — 19° Alternances de dolomies et de calcaires marneux 27 m. — 20° Marno-calcaires de teinte sombre en plaquettes 12 m. — 21° Calcaires dolomitiques à patine gris-jaune 34 m. — 22° Marnes ternes 6 m. — 23° Calcaires dolomitiques à faciès d'infralias.

Les couches à « Fucoïdes » constituent un faciès typique, très développé dans le Muschelkalk d'Espagne, de certaines parties des Pyrénées, de Sardaigne. M. Martin Schmidt a insisté sur le fait que les vermiculations désignées sous ce nom n'ont rien à voir avec les vrais Fucoïdes qui sont des Algues. Bleuâtres sur fond jaunâtre ou inversement, elles sont peut-être dues à des déjections d'Holothurie comme M. Lugeon l'a suggéré à propos des calcaires de Saint-Tryphon¹. Malgré leur caractère ambigu, le faciès qu'elles définissent a été daté en Espagne méridionale où il est cantonné dans le Virglorien et le Ladinien. Il n'est connu nulle part sous cet aspect en dehors du Muschelkalk. Bien qu'il soit, ici, un peu moins net, et qu'il n'apparaisse que dans des bancs moins puissants qu'en Espagne, j'estime qu'il indique à lui seul la présence du Trias moyen. Nous retrouverons d'ailleurs ce même faciès, mais alors tout aussi nettement individualisé qu'en Espagne, vers l'Est, dans le massif de Chellatà.

Le niveau fossilifère fournit une infinité de coquilles apparaissant à la surface des lits où elles sont empâtées, souvent à l'état de mauvais moules. Leur type de fossilisation, commun dans les dépôts triasiques, ne permet guère de détermination satisfai-

1. Le Cinquantenaire de la Société Géologique Suisse, *Ecl. geol. Helvetiae*, 1935, vol. 28, p. 404 et *C. R. somm. S. G. F.*, 1940, p. 28.

santes, particulièrement pour les Gastropodes. Sous les réserves imposées par de telles conditions, je crois pouvoir retenir les attributions spécifiques ci-après.

ESPÈCES.	EXTENSION STRATIGRAPHIQUE.
<i>Rhyzocorallium commune</i> SCHMIDT ¹ .	Muschelkalk.
<i>Myophoria germanica</i> HOH.	—
— <i>laevigata</i> ALB.	Röt-Lettenkohle.
<i>Myophoriopsis</i> cf. <i>gregarea</i> v. MUNST.	Musch. moyen-sup.
— cf. <i>Sandbergeri</i> PHILIPP.	—
<i>Modiola</i> cf. <i>Mathildis</i> ASSM.	Musch. inf.
<i>Cryptonerita elliptica</i> KITTL.	Musch. inf.-moyen.
<i>Omphaloptycha Assmanni</i> M. SCHMIDT (= <i>Ecki</i> ASSM.)	Musch. inf.
<i>Omphaloptycha</i> sp.	
<i>Ampullina</i> sp. gr. de <i>pullula</i> QU.	
<i>Amauropsis</i> sp.	
<i>Trypanostylus erectum</i> ASSM.	Musch. inf.
<i>Loxonema</i> sp.	

Le point moyen de cette faunule se situe dans la moitié inférieure du Muschelkalk. Les grès de base seraient werfénien (2,3) 6 serait peut-être déjà virgloren, 7 et 8 certainement. Les horizons moyen et supérieur à « Fucoïdes » seraient donc vraisemblablement ladinien. Le complexe à dominante dolomitique (19-22) qui lui fait suite et précède les calcaires dolomitiques de la base du Lias représenterait alors le Trias supérieur. Il n'est toutefois pas impossible que le Trias soit séparé de ce Lias par un contact mécanique supprimant le Keuper. Dans ce cas toute la série marine analysée ici appartiendrait au Trias moyen.

Une nette opposition apparaît entre la série de l'Akouker, au Nord, dont la base massive se trouve directement superposée au « Permo-Trias », et la partie sud de la coupe où le Lias est différent et où s'intercale le Muschelkalk. En d'autres termes il doit exister une raison, peut-être mécanique, au fait que de part et

1. Ces traces ont été, comme les « Fucoïdes » attribuées à des pistes. Un exemplaire provenant de ce gisement montre au bout du *Rhyzocorallium* une coquille bivalve d'un galbe qui rappelle celui des Térédinées et incite à se demander si des organismes problématiques ne seraient pas des moules de tubes siphonnaires de Bivalves.

d'autre des grès rouges, la série qui leur fait suite est nettement différente.

Les obscurités de cette coupe ne changent pas le fait essentiel, l'existence d'un Muschelkalk marin à « Fucoïdes » dans cette région du Djurdjura.

Ses dépôts semblent assez irréguliers.

En effet à six kilomètres vers l'Est, peu avant d'arriver au Tizi n'Kouilal, un profil — étudié par M. Lambert et que nous avons revu avec lui — montre sur un Permo-Trias assez puissant, des marnes bariolées rappelant celles du Werfénien d'Espagne, puis des dolomies et calcaires de faible épaisseur — sans « Fucoïdes » — des marnes bariolées, enfin des cargneules, suivies de Rhétien à *Avicula contorta* PORTL. Le niveau calcaire et dolomitique occupe la place du Muschelkalk, et la présence des cargneules au toit des marnes bariolées supérieures est un caractère très général dans le Keuper du SE de l'Espagne.

Cet effilement du Trias moyen dès l'Est de l'Akouker tendrait à faire penser que l'on est près de la limite de ses dépôts et que les faciès marins ne se sont pas étendus sensiblement plus au Sud.

Le massif de Chellata se trouve à 30 km à l'Est de l'Akouker. Je l'ai visité avec M. Flandrin.

A hauteur de la Zaouia de Chellata, la série crétacée à faciès marno-schisteux est chevauchée par des schistes houillers qui se relie au Paléozoïque kabyle, si développé au NW vers Michelet.

Les schistes houillers, ici d'épaisseur assez réduite, supportent un Permo-Trias de type courant que la route du col de Chellata entame au-dessus de la Zaouia.

Sur ses couches lie-de-vie repose normalement une masse dolomitique et calcaire, attribuée au Lias, où nul indice de la présence du Trias ne nous est apparu. Du Nummulitique couronne et ravine cette masse dont les escarpements dominent la Zaouia. Enfin, sur le Tertiaire, reposent divers lambeaux calcaires et dolomitiques, charriés. A l'Est de la Zaouia, l'un deux comporte des dolomies litées, coupées par une masse de calcaires bleus et jaunes en petits bancs, dont la surface est couverte de « Fucoïdes » typiques.

Nul fossile ne confirme l'attribution stratigraphique de ces couches, mais leur faciès est si caractéristique que l'on ne peut conserver aucun doute. C'est du Muschelkalk.

Ce lambeau dont il ne m'appartient pas d'analyser les con-

nexions tectoniques, semble venir du Nord et avoir subi une translation de quelques kilomètres. Nous ignorons encore si, vers l'Est, la suite de ce petit charriage ne comporterait pas d'autres formations triasiques. Celle-ci suffit toutefois pour montrer que la mer du Muschelkalk s'est étendue jusqu'au droit de la terminaison est du massif paléozoïque kabyle.

Le Trias existe donc dans le Djurdjura et y admet, au moins localement, un Muschelkalk marin rappelant celui d'Espagne, mais auquel manque toutefois le fossile typique qu'est *Placunopsis Teruelensis*. Lorsque, comme à Tizi n'Kouilal, on peut définir le Keuper, il se montre formé de marnes bariolées sans gypse et de cargneules. On ne connaît actuellement en Kabylie à l'Ouest du Méridien de Chellata aucun représentant des dépôts à dominante gypso-saline qui caractérisent le Trias algérien classique.

Plus à l'Est, toutefois, un affleurement paraît contredire cette règle. La feuille « Bougie » au 1/50.000 levée par M. Ehrmann indique, dans le Flysch albien du bas Oued-Saket — c'est-à-dire dans une position déjà interne par rapport au prolongement du Djurdjura — un pointement de Trias à gypse dont l'étude et l'interprétation sont à reprendre à la lumière des faits exposés ici.

II. Absence de Trias sur le bâti paléozoïque numide.

Gagnons vers l'Est le massif de Numidie. La carte au 1/500.000 ainsi que les feuilles au 1/50.000 publiées font ressortir partout la superposition directe du Lias, dolomitique ou calcaire, au Paléozoïque. Je l'ai constatée moi-même en divers points avec MM. Deleau et Flandrin. Le Lias ne présente pas de conglomérats de base ni d'indice de transgression, mais l'absence du Trias, à son contact avec le Primaire, est générale. Le Trias ne réapparaît qu'à la bordure sud du massif, dont il souligne le contact avec la zone du Tell (région de l'Armée Française).

III. Le Trias de la zone du Tell.

Le Trias de la zone du Tell est classique.

Il consiste en marnes bariolées avec amas importants de gypse et de sel, enveloppant de petits et rares paquets de dolomies fétides, de calcaires sombres, de cargneules, de calcaires jaunes en plaquettes, auxquels s'ajoutent très souvent des dolérites.

On ne connaît que six gisements fossilifères épars dans

l'immense surface occupée par la zone du Tell et ses abords méridionaux. Ce sont : Mellaha des Beni Badel, Aïn Nouissy, Mecheria, le Djebel Chettaba, la région de Clairefontaine et Souk Ahras.

A Mellaha, M. Lucas (*C. R. somm. S. G. F.*, 1936, p. 48) mentionne, associés à des argiles bariolées gypseuses et à des coulées basaltiques, des calcaires à *Avicula* cf. *caudata* STOPP et *Anopliphora* sp. Ce serait du Ladinien.

A Mecheria dans le Sud oranais, Flamand cite (*B. S. G. F.* (4), VIII, 1908, p. 257 et thèse) des « plaquettes jaunes de miel » à Myophories. Je ne sache pas qu'elles aient été étudiées.

A Aïn Nouissy (Tell oranais) le même auteur mentionne sans plus ¹ « des Myophories et des Gastéropodes ».

Au Djebel Chettaba, à l'Ouest de Constantine, le Muschelkalk est daté depuis la découverte par Marcel Bertrand de Myophories, considérées par Zittel comme appartenant à *M. vulgaris*. Cette espèce apparaît au Werfénien et dure jusqu'au Muschelkalk. L'attribution au Trias, pour certaine qu'elle soit, ne précisait pas le niveau.

C'est un pointement étroit et redressé qui apparaît dans le Crétacé. A des marnes bariolées à gypse sont associés des calcaires dolomitiques tendres « jaune de miel », dont la faune, reprise partiellement par M. Martin Schmidt ne comporte guère que *Gervillia Joleaudi* MARTIN SCHMIDT (= *Gervillia* sp. in JOLEAUD, Thèse, pl. 1) et les Myophories, que le spécialiste allemand rapporte à *M. intermedia* v. SCHAUROTH. Cette forme moins répandue que *M. vulgaris* est connue du Muschelkalk inférieur au Keuper.

La région de Clairefontaine fut étudiée par Blayac, et dans sa thèse, il en discute la tectonique. Le Trias gypseux, qui disloque une série aptienne, présente une intercalation de calcaires et de cargneules. Blayac n'y a pas recueilli de fossiles, mais M. Lugeon en a rapporté une plaquette de marno-calcaire bleu-noir pétri de très petits mytilidés (collection de la Sorbonne).

Blayac attribue les Bivalves des marno-calcaires au genre *Modiola*. Je crois qu'il est possible d'identifier cette forme à *M. minuta* GOLDF (in *Lethaea mesozoica*) forme du Muschelkalk de Thuringe. En outre, les empreintes des calcaires bleu-noir, ne peuvent guère être rapprochées que de *Mytilus eduliforme* SCHLOTH., qui existe aussi au Trias moyen. Ces fossiles sont trop mauvais et les espèces trop peu caractéristiques pour fixer un

1. C. R. A. F. A. S., Congrès de Paris, 1^{re} partie, p. 168, 1900.

âge à eux seuls. Mais les déterminations approchées ci-dessus, jointes à l'intercalation des couches dans les marnes bariolées, permettent néanmoins d'admettre que nous sommes là en présence d'un épisode marin d'âge médio-triasique.

La région de Souk Ahras fournit de meilleurs repères.

Des bancs calcaires, marno-calcaires et dolomitiques, totalisant 60-70 m. affleurent largement au SE de la ville, entre l'Hôpital Civil et la voie ferrée. Ils émergent de marnes bariolées et de cargneules et pendent de 30-45° au Sud. Ils ne sont malheureusement pas distingués du reste du Trias sur la jolie feuille au 1/50.000 dressée par M. Flandrin.

L'affleurement fut étudié successivement par Pomef, Blayac (Thèse), Gentil, puis plus récemment par M. Flandrin (B. S. G. F. (5), II, 1932, p. 497). Blayac avait noté (p. 88 et suiv.) dans les couches avoisinant l'Hôpital Civil des calcaires en plaquettes à *Mytilus psilonoti*. D'après la coupe qu'il donne, cet horizon doit correspondre à peu près à la couche 7 du profil fig. 3 que j'ai relevé en compagnie de M. Flandrin. A Sidi Bader d'autre part, Blayac signale « une grande Lingule » et *Myophoria* cf. *vulgaris*. La présence de *Mytilus psilonoti*, forme infraliasique, interdisait aux géologues de conclure définitivement à un âge triasique. C'est M. Flandrin qui a valablement daté ces couches et d'autres affleurements voisins, en y

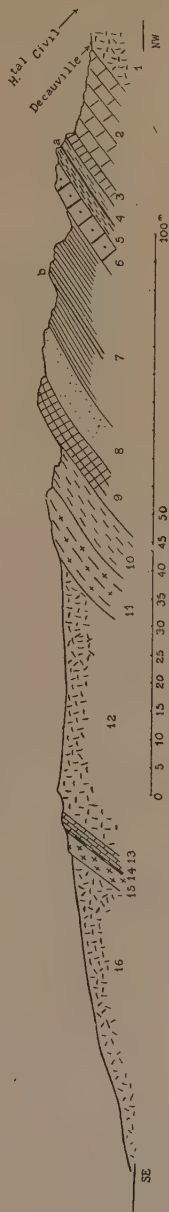


FIG. 3. — Coupe des calcaires triasiques de l'Hôpital Civil de Souk Ahras.

1° Cargneules. — 2° Calcaires bleu-gris 12 m. — 3° Calcaires bleus en gros bancs 2 m. — 4° Calcaires marneux lités jaunâtres 3 m., a intercalation marno-calcaire. — 5° Calcaires marneux jaunâtres lités 3 m. — 6° Calcaires marneux clairs en gros bancs 5 m. — 7° Calcaires clairs en plaquettes 16 m., b banc intercalaire plus épais. — 8° Calcaires dolomitiques bleus 6 m. — 9° Dolomies 5 m. — 10° Calcaires dolomitiques en plaquettes 6-7 m. — 11° Calcaires dolomitiques 8 m. — 12° Cargneules > 25 m. — 13° Calcaires gris en petits bancs à cassures parallélipédiques 2 m. — 14° Marnes violettes 0,50 m. — 15° Dolomie pulvérulente 3 m. — 16° Cargneules > 40 m.

signalant en 1932 (*loc. cit.*) deux *Myophoria* qu'il rapporte à *M. vulgaris* et en retrouvant des *Myophories* sur le bord de la route de Sedrata, 200 m. avant le pont qui franchit l'Oued bou Kaïa, puis plus au Nord, sur la même route, entre l'école et la maison cantonnière de Dekma.

Nous avons refait ensemble la coupe de l'Hôpital. Outre les fossiles recueillis avec lui, j'ai pu examiner, grâce à son amabilité, les *Myophories* citées dans sa note. Quant aux matériaux de Blayac (Collection de la Sorbonne) je n'ai pu y retrouver les

Faune du Trias des abords de Souk Ahras.

	GISEMENT OU PROVENANCE				NIVEAUX
	Hôpital Civil		Rte de Sedrata	Col. Blayac	
	c. 4	c. 5			
<i>Bactryllium canaliculatum</i> HEER.....		+			Muschelk.
» cf. <i>Mariani</i> HEER.....		+			et Keuper
<i>Lingula tenuissima</i> BRONN..				+	Röt-Keuper
<i>Myophoria intermedia</i> v. SCHAUR.....		+			Musch. inf.
» cf. <i>transversa</i> BORN.....		+			Keuper
var <i>dolomitica</i> ASSM.....		+			Lettenkohle
» sp.....		+	+		
<i>Mytilus eduliforme</i> SCHLOTH.....				+	Muschelk.
<i>Modiola minuta</i> SCHLOTH.....				+	Musch.-Rhétien.
» <i>minutaeformis</i> M. SCHMIDT.....				+	Ladin. moy.
» <i>myoconchaeformis</i> M. SCHMIDT.....				+	Musch. sup.
» sp.....	+				
<i>Unicardium rectangulare</i> AHLB. ASSM.....			+		Musch. inf.
<i>Pleuromya musculoides</i> SCHLOTH.....		+			Röt-Lettenk.
<i>Anoplophora lettica</i> SCHLOTH.....		+			Muschelk.
ALB. non SCHMIDT.....		+			
» sp.....		+			»
<i>Pleuromya</i> cf. <i>pulchra</i> ASSM.....		+			»

Brachiopodes que cet auteur cite dans les « Couches à *M. psiloti* ». La liste ci-contre indique, par gisement, les formes que j'ai pu distinguer et rappelle dans la colonne de droite, la répartition stratigraphique de ces espèces en Europe.

On voit que, me rapportant aux commentaires de M. Martin Schmidt, j'ai cru devoir attribuer plutôt les Myophories de M. Flandrin à *M. intermedia*, ce qui d'ailleurs ne fait que préciser les conclusions stratigraphiques.

La présence de *Bactryllium* n'avait pas encore été signalée en Algérie. Elle n'a rien d'extraordinaire. On connaît l'abondance de ces organismes dans le Trias d'Europe comme dans le Rhétien d'Italie et du Rif. Les deux espèces de Heer¹ me semblent, comme les autres, assez mal délimitées. C'est toutefois d'elles que se rapprochent le plus mes échantillons.

La « grande Lingule » de Blayac offre les contours et les proportions de *L. tenuissima*, et bien que sa taille paraisse forte j'ai cru devoir lui donner ce nom. M. Martin Schmidt souligne du reste que cette espèce (dont le nom évoque surtout la minceur) varie de 5 à 18 mm. Quant aux Myidés, mal conservés à l'état d'empreintes, dans des lits marno-calcaires crèmes à *Bactryllium*, leur détermination reste sujette à rectifications. Je les cite pour le faciès momentanément vaseux qu'ils indiquent.

Avec les points de doute qui subsistent quant à certaines déterminations la faune de la couche 5 semble attribuable au ladinien inférieur-moyen. Je suis donc enclin à considérer les couches marines suivantes comme représentant le reste du Ladinien. Les assises 2 du profil pourraient être virgloriennes.

Quant aux cargneules inférieures accompagnées de marnes bariolées, ou aux cargneules supérieures, elles peuvent appartenir soit à deux horizons différents, respectivement au Werfénien et au Trias supérieur, soit à un seul ensemble dont la répétition résulterait de dislocations tectoniques.

Certaines des grandes masses de cargneules qui affleurent dans la grande tache triasique de Souk Ahras et dans celle de Villars appartiennent sans doute au Keuper, mais ce faciès peut être aussi représenté dans le Werfénien.

Ainsi dans la tranchée du chemin de fer, vers la grande courbe qu'elle dessine au Sud de Souk Ahras, on retrouve à l'Est de la bifurcation électrique, des éléments de la série calcaire de l'Hôpital Civil sous lesquels apparaissent des grès rouges et blancs et des cargneules. Par leur position et leur faciès ces grès semblent

1. In ESCHER DE LA LINTH. Geol. Bemerkungen über d. nördlicher Vorarlberg, Mém. S. Helvét. Sc. nat., t. XIII, 1853, p. 17 et suiv., pl. VI, fig. D et F.

werfénien. Malgré le foirage des couches, il est probable que les cargneules appartiennent là au même complexe.

Au NE de la ville, non loin du pont de la route nationale n° 16 sur l'Oued Djedra, on observe, en partie masqués par des éboulis, des gypses blancs sans marnes bariolées surmontés par des calcaires du Muschelkalk. Ces couches à gypse pourraient être aussi werfénien.

Les indications qui précèdent, confirmant l'attribution de la série marine de Souk Ahras au Muschelkalk, permettent donc d'en préciser un peu l'âge et laissent prévoir que le Werfénien, avec grès rouges et blancs, gypses et cargneules doit exister à son mur. Les formations du toit des calcaires ne sont pas définies. Ce n'est que par hypothèse et en évoquant le Trias espagnol, que je suis porté à les attribuer, avec leurs puissantes cargneules, au Keuper.

IV. Répartition des faciès du Trias en Algérie.

Dans la zone du Tell et les territoires qui se trouvent plus au Sud, le Trias est à dominante de marnes bariolées gypso-salines. Disloqué, il a toujours été cartographié en bloc, et l'on n'a jamais cherché à y faire de distinctions stratigraphiques.

Parmi les gisements de Trias marin évoqués ici, il est vrai que 2 seulement sont à peu près datés. Toutefois vu la constance du faciès « jaune de miel », au moins dans l'Ouest, je crois pouvoir admettre qu'ils procèdent tous d'une même et fugace transgression ayant atteint les régions comprises entre Constantine et les confins algéro-marocains. Or, dans les couches « jaune de miel » du Dj. Chettaba, se rencontre *Gervilleia Joleaudi* espèce typique de la Méditerranée occidentale qui, en Espagne, est du Ladinien moyen.

Je placerais donc volontiers à ce moment la transgression qui gagne les portions centrales et occidentales de l'Algérie.

A l'Est de Constantine, les dépôts marins médio-triasiques augmentent de puissance. Leur niveau daté appartient au Ladinien inférieur ou moyen. Il est précédé par des couches marines et suivi par un complexe marin que nous avons estimé embrasser la fin du Muschelkalk. La transgression marine y aurait donc débuté plus tôt et le régime marin s'est vraisemblablement poursuivi plus longtemps que vers l'Ouest.

Transversalement à la zone du Tell, les faciès gypso-salins du Trias s'étendent sans changements appréciables jusqu'au front de la zone des Kabylies. Dans le rentrant qui sépare les festons

kabyle et numide, les affleurements triasiques se multiplient et atteignent le littoral. M. EHRMANN en a traité en bloc dans deux notes principales¹. Il ne fait que mentionner en passant l'association des marnes irisées à gypse avec des dolomies, des calcaires, des calcaires dolomitiques. Sans doute ces formations marines correspondent-elles aussi au Muschelkalk. Mais il est encore impossible de savoir dans quelle mesure leur faciès d'ensemble sera comparable à celui de Souk Ahras, ou se rapprochera déjà de celui de Kabylie.

On ignore, de même, ce qui dans le Trias non-marin de toute la zone considérée appartient au Werfénien ou au Keuper. Les auteurs algériens, et notamment G. B. M. Flamand, ont tendu à rapporter toutes les formations gypso-salines au Keuper. Ce fut aussi la doctrine initiale des géologues qui ont étudié le SE de l'Espagne. Mais M. Martin Schmidt a montré que là, une très grande partie des formations bariolées à gypse sont werféniennes. Le Keuper, relativement moins important, y fait suite au Muschelkalk et se termine par des cargneules plus développées que celles qui accompagnent quelquefois le Trias inférieur.

Je pense qu'une succession analogue a pu se produire en Algérie. On a vu que vers Souk Ahras quelques indices commencent à apparaître, de l'existence d'un Werfénien à gypse et à grès bigarrés à la base du Muschelkalk.

Il est, de plus, intéressant de noter que dans le Sud tunisien les travaux de Pervinquière et de Joleaud établissent la présence d'un Werfénien argilo-gréseux-gypseux sous un complexe dolomitique (avec intercalation de marnes à gypse) qui représente le Muschelkalk (*B. S. G. F.* (4), XVIII, 1918, p. 181) à faune germanique.

Plus au Nord, dès que l'on aborde la zone des Kabylies (sous-zones 1^{a-c}), on a vu que ces caractères changent brusquement. Sur le Permo-Trias vient un Werfénien gréseux ou bariolé, irrégulièrement réparti, et sans doute assez peu étendu. Le Muschelkalk, lorsqu'il existe, comporte des calcaires à « Fucoïdes », qui l'apparentent au Trias espagnol. Le Keuper, réduit et localisé, n'admet, pas plus que le Werfénien, de gypses notables. A Tizi n'Kouilal, il passe vers le haut, par des cargneules, répliques de

1. F. EHRMANN. De la situation du Trias et de son rôle dans la Kabylie des Babors, *B. S. G. F.* (4), XXII, p. 36-47, 1922. F. EHRMANN. Résumé stratigraphique et tectonique sur la Kabylie des Babors et les régions voisines, *Bull. Serv. C. Géol. de l'Algérie. Travaux récents des Collaborateurs*, fasc. 1, 1924, p. 121-191.

celles d'Espagne, au Rhétien à *Avicula contorta*, terme qui est inconnu dans le Tell.

Ainsi le Trias gypso-salin si constant dans la zone du Tell semble ne pas exister dans cette grande unité structurale, ou y être fort réduit — le pointement ambigu de l'Oued Saket à part.

En Numidie, l'opposition entre la zone des Kabylies et celle du Tell est aussi tranchée, bien que d'un autre type, puisque le Trias ne paraît pas exister entre le Paléozoïque et le Lias du massif numide, alors qu'il est si développé, sous son faciès gypso-salin, dès le N de la zone du Tell.

Le rentrant de Bougie situé entre les deux festons de la zone des Kabylies — festons dont l'homologie n'implique pas la continuité tectonique des charriages kabyles par ceux, possibles, du Paléozoïque numide — correspond à une région autochtone plus septentrionale que celles du Tell, et qui pourra peut-être fournir des termes de transition entre le type tellien et le type kabyle du Trias.

V. Rapports fauniques et paléogéographiques.

La première notion qui se dégage des faits coordonnés ci-dessus est que l'évolution paléogéographique de la zone du Tell n'a rien d'exceptionnel. Selon toute vraisemblance, à un régime lagunaire werfénien succéda une transgression médio-triasique, — peut-être brève — suivie au Keuper, d'une phase d'évaporation, selon le schéma classique.

La transgression paraît avoir été de moins en moins importante, de plus en plus fugace, vers l'Ouest ; un des ombilics du bassin se plaçait vers Souk Ahras. Vers l'Est le régime a dû s'étendre sur la Tunisie centrale et méridionale. Les affleurements medio-triasiques du golfe de Gabès, témoignant d'une transgression hésitante, se situent sans doute vers le bord SE de ce grand domaine.

La provenance des eaux marines est encore incertaine.

La découverte du Muschelkalk marin d'affinités espagnoles dans le Djurdjura donnerait à penser que la transgression a franchi la zone paléozoïque kabyle après qu'au Werfénien elle eût été émergée ou localement envahie par des dépôts continentaux. On a vu, toutefois, que le Trias moyen à « Fucoides » n'existe que dans des portions assez internes de cette zone. Lorsqu'il est voisin de son front, comme à Chellata, c'est par le jeu de charriages. On ne peut donc encore affirmer que la crête a été franchie.

Évidemment la présence au Dj. Chettaba de *Gervilleia Joleaudi*, forme de la Méditerranée occidentale, inconnue même en Sardaigne, évoque des relations paléogéographiques assez directes avec la mer espagnole. Toutefois cette espèce n'est pas encore connue dans le Djurdjura. De même *Placunopsis teruelensis* forme typique et abondante du Ladinien espagnol et qui aurait dû venir par les mêmes voies, n'existe pas dans les listes fauniques algériennes.

La transgression peut aussi être venue de l'Est où, en Cyrénaïque règne, au Trias moyen et supérieur, une mer à faunes alpines.

Ainsi demeurons-nous encore dans l'incertitude. Il faudra rechercher dans le « rentrant de Bougie » si le Trias n'y fournit pas, par des passées de faciès à « Fucoïdes » et par des faunes, une réponse à cette question.

Plus généralement, il faudra aussi, dans l'avenir, distinguer sur les cartes les termes du Trias et surtout le Trias moyen, même à l'état de lambeaux disloqués. Les rares gisements que je viens d'étudier laissent espérer que des investigations méthodiques dans tous les pointements apporteront, au cours des prochaines années, sur la stratigraphie de ce système, non plus les faibles lueurs qui se dégagent aujourd'hui, mais, enfin, la lumière.

M. Léon Bertrand rappelle les circonstances, enregistrées par Marcel Bertrand dans le Compte Rendu de la Réunion extraordinaire de la Société géologique en 1896 (*B. S. G. F.*, [3], XXIV, p. 1184), de la première découverte de Myophories triasiques par M. Goux, alors jeune professeur au lycée de Constantine, dans des couches jusqu'alors considérées et encore présentées à la Société comme oligocènes par le Président de la réunion.

L'ÉLEPHAS RECKI DIETRICH

SA POSITION SYSTÉMATIQUE ET SES AFFINITÉS

PAR C. Arambourg¹.

PLANCHE IV.

Parmi les matériaux que j'ai recueillis dans les couches à *Dinotherium Bozasi* de la basse Vallée de l'Omo (Abyssinie) se trouvent de nombreux restes d'un grand Éléphant qui s'identifie à *Elephas* « *antiquus* » Recki décrit par Dietrich (1915-1925) des niveaux anciens du Pléistocène de l'Afrique orientale.

Cette espèce a été établie, comme c'est le cas pour beaucoup de Proboscidiens fossiles, sur des mâchoires, des dents isolées, et sur quelques os des membres; aucune partie du crâne n'en était jusqu'ici connue. Les pièces en provenance des gisements de l'Omo permettent de combler cette lacune car elles comportent, indépendamment de séries dentaires et d'autres os du squelette, deux crânes dont l'un est à peu près intégralement conservé. C'est grâce à ces pièces, infiniment précieuses, qu'ont pu être établies les considérations qui font l'objet de cette note.

On sait que les crânes d'Éléphants fossiles sont d'insignes raretés dans les collections paléontologiques. Parmi les espèces européennes c'est à peine si — le Mammouth mis à part — l'on connaît un ou deux crânes de chacune d'elles; encore souvent sont-ils très incomplets. C'est ainsi que le crâne de la forme pliocène de l'*El. meridionalis* n'est représenté que par une série de fragments du Val d'Arno dont le meilleur est figuré ici (fig. 3 A et 4 A); quant à sa forme pléistocène *cromerensis* le seul crâne qui en soit connu est celui du grand squelette de Durfort, monté dans la Galerie de Paléontologie du Muséum; malheureusement, seule la région maxillo-palatine en est authentique: toute la voûte fronto-pariéto-occipitale — qui est la partie essentielle pour l'étude des rapports systématiques des Proboscidiens — a été reconstituée sur des données hypothétiques. Pour l'*El. planifrons* du Pliocène, aucun crâne de sa forme européenne n'a encore été rencontré jusqu'ici². Quant à celui de l'*El. antiquus*

1. Note présentée à la séance du 16 mars 1942.

2. Le squelette provenant des sables villafranchiens de Chagny, décrit par Depéret et Mayet, ne possède que la mandibule avec une partie des régions maxillo-palatine et occipitale du crâne.

dont les dents abondent dans tous les gisements du Pléistocène ancien de l'Europe, il n'est représenté que par deux spécimens tous deux plus ou moins reconstitués : l'un appartient au Musée de Stuttgart et provient du Pléistocène ancien de Steinheim ; l'autre, acquis par le Musée de New-York, provient du gisement de Pignataro-Interamna, en Italie méridionale, et date du dernier interglaciaire. Je reviendrai plus loin sur ces deux pièces importantes. Enfin les Éléphants nains des îles méditerranéennes n'ont aussi laissé que peu de débris de leurs crânes ; toutefois un spécimen presque complet appartenant à *El. mnaidriensis* a permis de fixer à peu près correctement leurs caractères réels.

Les espèces asiatiques du Plio-Pléistocène sont un peu mieux connues grâce aux magnifiques et riches gisements des Siwaliks ; mais, là encore, pour chacune d'elles, les crânes ne se chiffrent que par quelques unités. Il en est de même pour les espèces fossiles de l'Amérique du Nord.

Quant à l'Afrique, malgré les nombreuses formes fossiles décrites¹, aucun crâne n'y avait été recueilli jusqu'ici.

Devant cette pénurie de documents, et lorsque l'on connaît l'extrême variabilité de la morphologie dentaire des Proboscidiens en général et des Éléphants en particulier, il n'est pas étonnant de constater l'extraordinaire confusion qui règne dans la nomenclature des formes disparues pour l'étude desquelles on ne dispose, le plus souvent, que de dents isolées ou, parfois, de simples fragments². Ici, comme pour bien d'autres groupes fossiles, l'absence de documents suffisamment complets, jointe parfois à certaines tendances théoriques, a conduit à une multiplication excessive des espèces nominales et des coupures génériques ou subgénériques, sans profit ni pour la pratique de la stratigraphie ni pour la synthèse philosophique. La même confusion règne, bien entendu, dans la détermination des rapports de ces diverses formes entre elles et, plus encore, dans les tentatives de reconstitution de leurs enchaînements généalogiques : il suffit, pour s'en convaincre, de comparer entre eux les essais les plus récents de Depéret, d'Osborn ou de Matsumoto !

Les documents recueillis dans la vallée de l'Omo vont au moins permettre d'apporter quelques précisions sur la nature et sur les rapports biogéographiques de certains Éléphants fossiles d'Afrique.

Je décrirai d'abord sommairement le crâne le mieux conservé.

1. Rien que pour l'Afrique du Sud on compte dix-neuf « espèces » toutes spéciales et plusieurs genres !

2. Le « genre » *Metarchidiskodon*, du Quaternaire de l'Afrique australe, a été établi par Osborn (1934) sur un fragment de molaire réduit à trois lames.

Crâne n° 1 de l'Omo. — (Coll. de Paléont. du Muséum 1933-9-300).

Caractères généraux. — (Pl. IV, fig. 4-5-6). Ce crâne est remarquable par son raccourcissement antéro-postérieur, par sa face étroite et longue, son vertex élevé et profondément ensellé transversalement ; il diffère ainsi complètement de celui de l'Éléphant actuel d'Afrique et de celui de l'Inde. La face occipitale est verticale et profondément creusée d'une énorme fosse ligamentaire qui la sépare dans toute sa hauteur en deux moitiés fortement tuméfiées de chaque côté. Le profil facial est concave au-dessus de l'ouverture nasale ; la région fronto-pariétale est bombée ; le front est rétréci immédiatement au-dessus de l'ouverture nasale qui est remarquablement large et fortement arquée en avant. Les fosses temporales sont vastes, plus hautes que larges ; leur forme est grossièrement rectangulaire. Les prémaxillaires sont relativement courts et les alvéoles des défenses dirigés parallèlement en restant presque contigus jusqu'à leur extrémité distale.

La dentition. — Ce crâne porte deux arrière-molaires fortement abrasées sur toute leur surface, presque jusqu'au niveau du collet. Il est visible qu'aucune dent de remplacement ne leur fait suite : ce sont, par conséquent, les dernières de la série et elles doivent être notées M³. Ces dents se composent chacune de 10 lames ; en avant de la première, une surface plane dépourvue de traces d'émail, correspond à la première racine que l'on distingue d'ailleurs nettement sur la dent de droite ; les 2 ou 3 lames qu'elle soutenait normalement ont été complètement abrasées. En tenant compte de ces lames disparues on arrive à un total de 13, qui constitue la *formule laminaire* de ces dents. Cette formule est d'ailleurs confirmée, comme nous le verrons, par d'autres M³ du même gisement, en particulier par celles d'un palais où les 2 dents sont en place. La fréquence laminaire (c'est-à-dire le nombre de lames sur une longueur de 10 cm.) est de 5,5 ; le quotient laminaire $\left(\frac{\text{longueur totale}}{\text{nombre de lames}} \right)$ de 18 à 22 ; les figures d'abrasion ont une légère tendance à la loxodontie comme cela existe chez divers Éléphants fossiles tels qu'*El. meridionalis* ou *El. antiquus* ; les cordons d'émail qui les entourent sont épais et ne sont que très faiblement et grossièrement plissés.

Dents et mâchoires isolées. — (Pl. IV, fig. 1-2-3). Je me bornerai seulement à noter ici les résultats généraux obtenus par

l'étude des nombreux matériaux dont je dispose et qui feront l'objet d'une description détaillée au cours d'un autre travail.

On retrouve sur les diverses dents les caractères morphologiques généraux déjà observés sur celles du crâne. Toutes sont remarquables par leur faible indice de fréquence laminaire, c'est-à-dire par l'écartement de leurs lames d'émail, par leur couronne peu hypsodonte, par l'épaisseur de leurs cordons d'émail dont la plicature faible et grossière est limitée à la partie médiane des lames, enfin par la forme de leurs figures d'abrasion qui présentent des sinus loxodontes relativement peu accentués.

Le tableau ci-dessous résume les caractéristiques numériques et les indices de ces dents.

	M ³	M ₂	M ₃
Formule laminaire.....	12 à 13	11	16
Indice de fréquence laminaire..	5 à 5,5	5,5 à 6	5,5 à 6
Quotient laminaire.....	18 à 22	14 à 18	20
Indice d'hypsodontie ¹	1,2 à 1,5	1,1 à 1,2	1,18 à 1,2
Rapport $\frac{\text{longueur}}{\text{largeur}} \left(\frac{L}{I} \right)$	3	2,2 à 2,6	2,7

Rapports et différences. — Si l'on rapproche ces caractères dentaires de ceux attribués par Dietrich à l'*El. antiquus Recki* on ne peut manquer de reconnaître l'identité de l'Éléphant fossile de l'Omo et de celui du Tanganyka.

Les chiffres donnés par Dietrich sont en effet les suivants :

Formule laminaire : M³ : 13 — M₂ : 11 - 12 — M₃ : 14-16.

Quotients laminaires : M³ : 22 — M₂ : 18 à 19,7 — M₃ : 18,5 à 20,5.

Ces chiffres permettent de calculer la *fréquence laminaire* correspondante que n'a pas donnée l'auteur. On voit qu'elle est de 4,5 pour M³ et varie pour M₂ et M₃ de 5 à 5,5.

L'identité est donc presque absolue entre ces dents et celles du fossile abyssin. Cette constatation est confirmée par la comparaison des autres caractères morphologiques. On retrouve, chez les spécimens types de l'*El. ant. Recki*, le même dessin des figures d'abrasion, l'épaisseur des cordons d'émail, leur plicature modérée et grossière et la localisation de leurs plis à la portion médiane seulement.

POSITION SYSTÉMATIQUE ET RELATIONS DE L'*EL. RECKI*.

Dietrich n'a eu à sa disposition que des mandibules et des dents isolées ainsi que divers os des membres. Se fondant ainsi

1. Voir pour la définition de cet indice mon travail sur les Mammifères du Maroc (1938, p. 10).

principalement sur la morphologie dentaire, il a été amené à considérer son Éléphant fossile comme une forme africaine de l'*El. antiquus* d'Europe.

On sait combien sont variables les dents attribuées à cette dernière espèce et que l'on rencontre en Europe, depuis le Quaternaire ancien du Forest bed jusqu'à la fin de l'interglaciaire Riss-Würm. Ses derniers représentants ont des dents caractérisées par leur grande taille absolue, le grand nombre de leurs lames d'émail qui, aux dernières arrière-molaires, peut atteindre les chiffres de 20 à 21, avec une fréquence laminaire allant jusqu'à 7, leur forme étroite (indice $\frac{L}{I}$ variant de 3,8 à 4,5) et élevée (hypsodontie supérieure à 2).

Par contre, il semble que les mutations les plus anciennes¹ aient des dents moins grandes, moins allongées (indice $\frac{L}{I}$ 3,2) avec un nombre de lames plus faible pouvant descendre à 15 ou 16 pour les M_3 , une fréquence laminaire plus basse (6 environ), une hypsodontie moindre. De telles dents peuvent se confondre avec celles de formes quaternaires de l'*El. meridionalis* telles que l'*El. meridionalis cromerensis* Depéret.

Il n'est donc pas surprenant qu'en l'absence de tout autre critère, Dietrich ait cru pouvoir rattacher la forme d'Oldoway à l'Éléphant antique. Toutefois la réunion de certains détails morphologiques des dents aurait pu le faire hésiter : l'épaisseur des cordons d'émail limitant les figures d'abrasion, jointe à la faible et grossière plicature localisée à leur partie centrale ; la faible hypsodontie, la basse fréquence laminaire sont autant de traits spéciaux dont l'association caractérise les dents d'*El. meridionalis* et aussi celles de ses proches parents asiatiques *El. hysudricus* et *El. (Archidiskodon) Tokunagaï* MATSUMOTO (1929).

Nous allons voir, grâce à la connaissance du crâne de l'Omo, que c'est, en effet, avec ces formes, et plus particulièrement avec la seconde, que s'établissent les rapports de l'Éléphant fossile africain.

Caractères craniens de quelques Éléphants. — Il y a peu d'années encore, le crâne de l'*El. antiquus* était à peu près complètement inconnu : la meilleure pièce que l'on en possédât était un spécimen provenant du gisement quaternaire ancien de Mauer près Heidelberg, mais malheureusement réduit à sa partie maxillo-palatine. Son caractère essentiel était de montrer le très grand

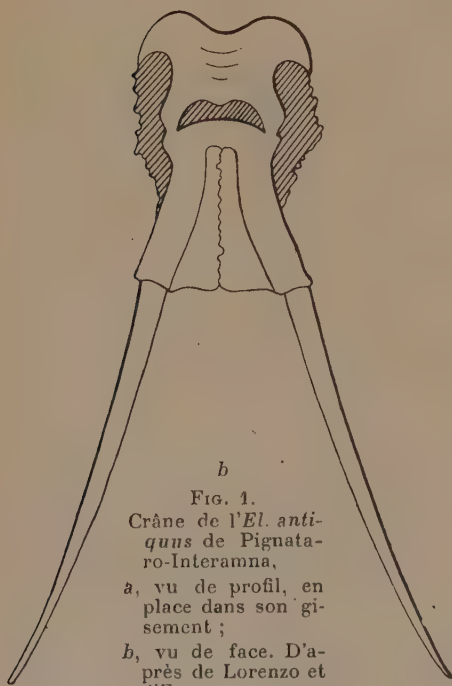
1. Si toutefois les pièces considérées comme telles, en l'absence des crânes, appartiennent bien à *El. antiquus* (voir plus loin, p. 86).

écartement et la forte divergence des défenses à leur base, ce que confirmait d'ailleurs la trouvaille de quelques autres fragments de maxillaires présentant la même structure.

Deux découvertes relativement récentes ont permis de combler cette lacune et nous ont fait connaître la véritable morphologie du crâne de l'Éléphant antique. La première date de 1926 : un fermier de Campanie (Italie méridionale) découvrait aux environs de Pignataro-Interamna, dans une sablière de la Vallée du Liri, un crâne absolument complet muni de ses défenses. Cette pièce, étudiée sur place par de Lorenzo et d'Erasmo, fit l'objet d'une description sommaire (1927), heureusement accompagnée de dessins schématiques, de mensurations et surtout de photographies montrant, sous deux aspects, le crâne en place dans son



a



b

FIG. 1.

Crâne de l'*El. antiquus* de Pignataro-Interamna.

a, vu de profil, en place dans son gisement ;

b, vu de face. D'après de Lorenzo et d'Erasmo.

gisement. Par la suite, le crâne fut acquis par l'American Museum; mais les pourparlers pour conclure cette affaire ayant duré 3 ans, le crâne, exposé aux intempéries pendant ce temps, fut en partie détruit. Ce qu'il en reste a cependant pu, grâce aux mesures et surtout aux photographies prises par de Lorenzo, être reconstitué avec le maximum de vraisemblance.

La seconde découverte a été effectuée en Allemagne en 1928, dans la sablière de Steinheim sur la Murr, près de Stuttgart, dans un niveau stratigraphique qui correspond

au 2^e interglaciaire. Il s'agit encore d'un crâne à peu près complet ; un autre crâne de la même espèce, mais moins bien conservé, avait déjà été découvert dans le même gisement, deux années auparavant. Le crâne de Steinheim présente les mêmes caractères généraux que celui de Pignataro-Interamna. Bien que sa portion supérieure ait été en partie reconstituée, il se trouve, grâce au fait que toute la partie droite du crâne avec la fosse temporale et une partie de la région fronto-pariétale étaient intactes, que cette reconstitution doit être considérée comme correcte ; j'ai pu le constater moi-même à Stuttgart par l'examen du crâne original et cela ressort aussi nettement des figures données par Beckhemer (1930, 1938) ainsi que de photographies originales que cet auteur a eu l'obligeance de me communiquer et d'après lesquelles a été exécuté le dessin ci-contre (fig. 2). Ainsi les deux crânes d'Italie et d'Allemagne se complètent et se confirment mutuellement.



FIG. 2. — Crâne de l'*El. antiquus* de Steinheim, d'après Berckhemer. Les parties reconstituées sont en pointillé.

J'ai reproduit également (fig. 3 E, 4 E) la reconstitution par Osborn (1931) du crâne de Pignataro-Interamna. On y voit que ce crâne est remarquable par sa face allongée, son vertex élevé en forme de dôme, avec une dépression médiane, sa région frontale haute et plate, son profil facial convexe, son plan occipital incliné en avant. Tous ces caractères le rapprochent singulièrement de celui de l'Éléphant actuel d'Asie. Il ne s'en distingue guère que par sa face plus allongée ¹, un plus grand développement des alvéoles des défenses et leur plus grand écartement.

Avant que ne soit connue cette morphologie crânienne, les auteurs, se basant sur la très grande ressemblance des dents d'*El. antiquus* d'Europe et d'*El. namadicus* du Quaternaire de l'Inde, avaient considéré ces deux espèces comme deux formes extrêmement voisines et qui, pour certains, ne différaient point spécifi-

1. Quoique certains crânes d'Éléphant d'Asie des collections d'Anatomie comparée du Muséum n'en diffèrent guère à cet égard.

quement (Pilgrim 1904, Osborn 1922). Or le crâne d'*El. nama-dicus* est bien connu d'après un certain nombre d'exemplaires de la vallée de la Narbada; l'extrême divergence et l'écartement de ses défenses semblaient corroborer son identité avec *El. antiquus*. J'ai reproduit (fig. 3 D, 4 D), d'après Pilgrim, l'aspect de face, et d'après Falconer et Cautley, l'aspect de profil du crâne d'*El. nama-dicus*. On distingue au premier coup d'œil les différences essentielles

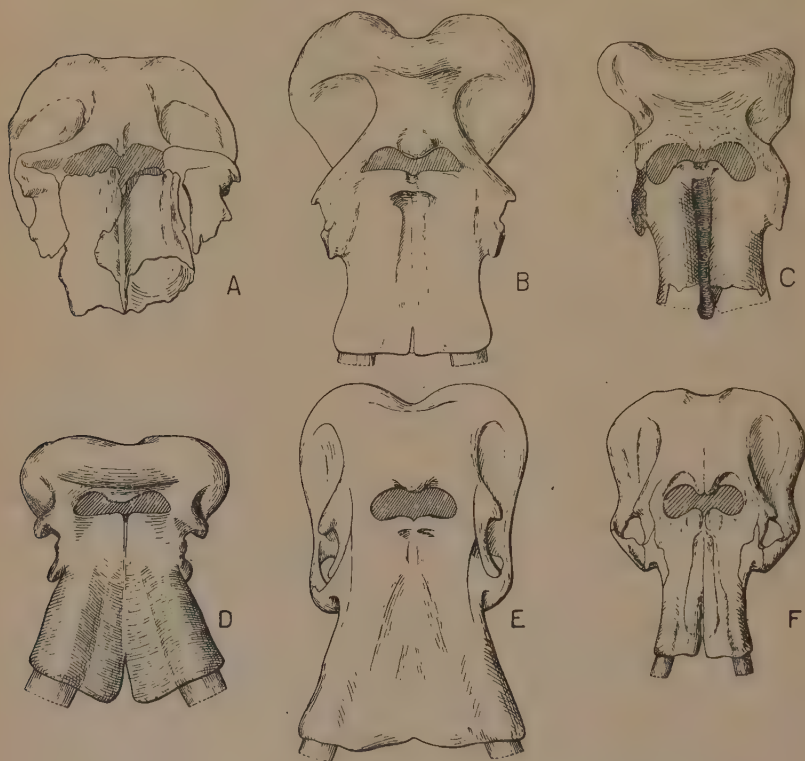


FIG. 3. — Comparaison des crânes de divers Éléphants, vus de face à la même échelle. — A, *El. meridionalis*; B, *El. hysudricus*; C, *El. Recki*; D, *El. nama-dicus*; E, *El. antiquus*; F, *El. indicus*.

qu'il présente avec celui de l'espèce européenne : le crâne est bas et élargi transversalement ; son vertex est surbaissé, aplati ; sa région supra-nasale, extraordinairement large et basse, est surplombée par un « torus » frontal tout à fait caractéristique ; ces particularités se retrouvent sur tous les spécimens connus de cette espèce.

Il s'agit là, comme on le voit, d'un type structural tout à fait différent de celui d'*El. antiquus*, auquel il s'oppose par tous ses

caractères ; il ne saurait donc plus être question de les réunir.

C'est ce qu'avait déjà pensé Osborn qui, à la suite de la description sommaire du crâne de Pignataro-Interamna, avait proposé la création, pour l'*El. antiquus*, du sous-genre *Hesperoloxodon* (1931) par opposition au sous-genre *Palaeoloxodon* établi par Matsumoto (1924) pour l'*El. namadicus*. Récemment cependant Hopwood (1935) a cru pouvoir s'élever contre cette manière de voir en se fondant surtout sur la similitude de la région prémaxillaire et sur celle des dents de l'*El. antiquus* et de l'*El. namadicus* ; revenant aux conceptions des anciens auteurs il considère ces deux espèces comme deux formes voisines faisant partie du genre *Palaeoloxodon*. Il me paraît que l'architecture cranienne, si différente dans ces deux espèces, constitue un critère autrement important que la seule forme des prémaxillaires et la morphologie — si variable — des dents. Il s'agit, en réalité, de deux types profondément distincts et d'origine toute différente.

Si, maintenant, l'on compare le crâne fossile de l'Omo à ceux d'*El. antiquus* et d'*El. namadicus* il est facile de constater qu'il diffère à la fois de l'un et de l'autre : du premier par son raccourcissement antéro-postérieur, sa face occipitale verticale, à angle droit avec le plan palatin, la constriction latérale de sa région frontale, enfin son profil concave au-dessus des ouvertures nasales ; du second par sa forme générale plus étroite, sa face plus allongée, son vertex plus haut, son front plus élevé, bombé et médialement déprimé ; enfin de l'un et de l'autre par ses alvéoles de défenses courts, rapprochés et sensiblement parallèles.

L'*El. Recki* ne peut donc être rattaché ni à l'*El. antiquus* comme le pensait Dietrich, ni à l'*El. namadicus*¹. Ses rapports doivent être recherchés ailleurs.

J'ai indiqué plus haut que l'ensemble des caractères de sa dentition étaient conformes à ceux de l'*El. meridionalis* et particulièrement de sa mutation quaternaire *cromerensis* ; ces caractères se retrouvent également dans la dentition de l'*El. hysudricus* du Pliocène supérieur des Siwaliks et dans celle d'*Archidiskodon Tokunagai* MATSUMOTO, du Japon et de la Chine². On sait que, depuis longtemps, les Auteurs ont rapproché les deux

1. OSBORN (1924), d'après la seule morphologie des dents, a rangé *El. Recki* auprès des Éléphants nains des îles méditerranéennes dans un même genre *Pilgrimia*. Mais le crâne de ces derniers, comme on le verra plus loin, est du même type que celui d'*El. namadicus*.

2. MATSUMOTO, 1929, cf. : TEILHARD DE CHARDIN et TRASSAERT (1937).

15 février 1942.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XII. — 6

premières espèces que Pohlig (1884) considérait même comme identiques. La comparaison des crânes d'*El. hysudricus* et d'*El. meridionalis* avec celui de l'Omo va nous montrer que c'est bien à ce groupe que doit être rattachée l'espèce fossile africaine.

Les crânes d'*El. hysudricus* et d'*El. meridionalis*¹ appartiennent à un type structural que l'on peut caractériser de la façon suivante (voir fig. 3, 4) : crâne moyennement large, vertex peu

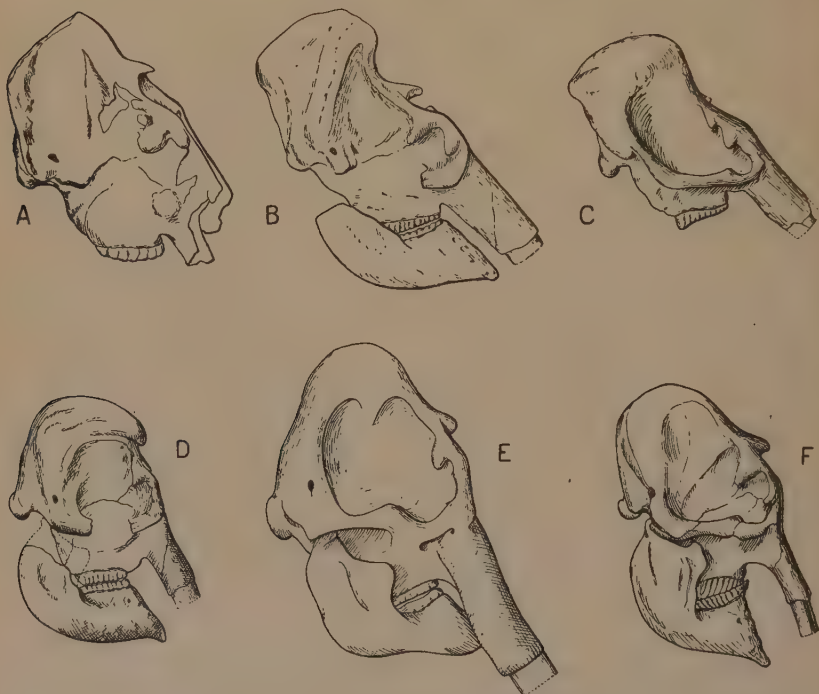


FIG. 4. — Comparaison des crânes de divers Éléphants, vus de profil, à la même échelle. — A, *El. meridionalis* ; B, *El. hysudricus* ; C, *El. Recki* ; D, *El. namadicus* ; E, *El. antiquus* ; F, *El. indicus*.

élevé, face occipitale creusée d'un profond sillon pour le ligament nuchal surtout chez *El. hysudricus* ; fosses temporales plus hautes que larges, subrectangulaires ; région frontale étroite, moyennement haute chez *El. meridionalis*, plus développée en hauteur et plus rétrécie chez *El. hysudricus* ; région pariétale bombée, très fortement chez *El. hysudricus*, moyennement chez

1. La structure cranienne d'*El. meridionalis* n'est connue que par quelques spécimens en provenance du Val d'Arno et qui appartiennent au Musée de Florence (cf. NESTI 1825 et DEPÉRET et MAYET 1923).

El. meridionalis ; profil facial nettement concave ; ouvertures nasales vastes et très recourbées en avant ; intermaxillaires courts ; alvéoles des défenses contigus et parallèles.

Ces caractères se retrouvent à peu près tous, comme on peut le voir d'après les figures, sur le crâne de l'Omo et il n'est pas douteux que les trois espèces en question fassent partie d'un même groupe. Il est remarquable, toutefois, que le fossile africain soit, par sa structure crânienne, plus proche de la forme asiatique que de la forme européenne. Il possède cependant avec la première un certain nombre de différences secondaires, notamment dans la moindre hauteur de sa région supra-nasale, qui suffisent à justifier le maintien au titre spécifique du nom que lui a assigné Dietrich.

LA DISTRIBUTION DES ÉLÉPHANTS FOSSILES

El. Recki. — A la suite des découvertes du ravin d'Oldoway, des débris d'*El. Recki* ont été rencontrés en divers gisements de l'Afrique Orientale dans des niveaux correspondant au Pléistocène ancien et moyen où ils ont été signalés par Leakey (1931), Hopwood (1929), etc... Mais il semble que l'extension de cette espèce ait été beaucoup plus grande. Elle existe, en effet, d'après des spécimens inédits du Laboratoire de Paléontologie du Muséum, dans le très vieux gisement saharien de l'Erg Tihodaine où elle se rencontre en compagnie d'industrie humaine de type Chelléo-acheuléen. J'ai moi-même (1938) décrit du Quaternaire ancien des environs de Rabat, une mandibule munie de ses dents que j'ai rapprochée de la forme *cromerensis* de l'Éléphant méridional. Cette pièce, malheureusement unique, ne me paraît pas différer beaucoup de celles que j'ai rapportées de l'Omo. Enfin, en Afrique du Sud, de nombreuses dents, ou fragments de dents, attribués au sous-genre *Palaeoloxodon*¹ et décrites sous des noms spécifiques divers, me paraissent, comme je l'ai indiqué ailleurs (1938 a, p. 17), devoir être rattachées au groupe

1. Comme l'ont fait remarquer Teilhard de Chardin et Trassaert (1937), le sous-genre *Palaeoloxodon*, établi par Matsumoto pour une forme japonais de l'*El. namadicus* (*El. namadicus naumani*), a été fondé sur des dents de deux espèces différentes : l'une, du groupe des Archidiscodontes (*planifrons-meridionalis*), l'autre de celui des Polydiscodontes (*antiquus-namadicus-indicus*). Il est vrai que pour Matsumoto, *Palaeoloxodon* n'est qu'un sous-genre de *Loxodonta* lequel, comprenant, selon l'interprétation d'Osborn, les formes dont les dents sont pourvues d'un sinus loxodonte, devrait, en bonne logique, renfermer tous les Éléphants (à l'exception de celui de l'Inde et des Mammouths), y compris les Archidiscodontes !...

d'*El. meridionalis* et ne sont pas très différentes de celles d'*El. Recki*.

Les Éléphants quaternaires. — Les considérations qui précèdent conduisent à poser de nouveau le problème de la distribution géographique des divers groupes d'Éléphants fossiles.

Selon les idées classiques — avant que ne fussent connus les crânes dont il vient d'être question — l'extension géographique de l'*El. antiquus* comprenait toute l'Europe continentale (et, pour certains auteurs, l'Asie), l'Afrique et aussi les îles méditerranéennes où l'espèce aurait été représentée par les formes naines bien connues : *El. Falconeri*, *El. melitensis*, *El. mnai-driensis*.

Pour ce qui concerne l'Afrique nous venons de voir que, pour le moment, rien ne permet d'inscrire l'Afrique centrale dans l'aire de distribution de l'Éléphant antique. Il en est de même pour l'Afrique du Nord, car aucune trouvaille authentique pouvant se rapporter à l'*El. antiquus* n'y a jamais été faite. Ainsi que je l'ai indiqué ailleurs (1938 a, p. 5) toutes les pièces décrites par Pomel (*El. iolensis*) 1895, par Adams (in Ramsay et Geikie, 1878) ou vues par Boule, se rapportent à l'une des formes naines du Bassin de la Méditerranée dont il sera question plus loin. Quant au grand Éléphant quaternaire Nord Africain, l'*El. atlanticus* de Pomel, il appartient, comme je l'ai montré, au groupe de l'Éléphant d'Afrique (c'est, comme ce dernier, un authentique *Loxodonta*), dont il est un très proche parent et n'a rien à voir avec *El. antiquus* ; il semble, lui aussi, avoir été représenté au Pléistocène par certaines formes fossiles de l'Afrique australe.

Enfin, dans cette dernière région, parmi les nombreuses « espèces » fondées sur des dents isolées et rapportées tantôt à *Palaeoloxodon* tantôt à *Archidiskodon*, aucune ne paraît se rattacher réellement à l'*El. antiquus* ¹.

Restent les Îles méditerranéennes où ont été découverts les débris d'Éléphants nains. On sait que l'opinion généralement admise après Pohlig est qu'ils représentent des formes diminutives précocement isolées de l'Éléphant antique ². Cette opinion se justifiait à l'époque où, ne connaissant point de crâne de cette dernière espèce, on lui prêtait les caractères de celui de l'*El. namadicus*, lesquels se retrouvent sur les quelques spécimens craniens connus des formes insulaires. Notamment, l'un des

1. Voir : Mammifères fossiles du Maroc, *loc. cit.*, p. 16 et 17.

2. Cf. VAUFREY. Les Éléphants nains, etc.

crânes d'*El. mnäidriensis* découverts par Gemmellaro en Sicile reproduit presque identiquement ceux de l'espèce asiatique : même élargissement transversal, même raccourcissement facial, même profil, même torus fronto-pariétal caractéristique, même divergence des alvéoles des défenses. Quant aux caractères de la dentition on sait qu'ils sont insuffisants pour permettre de choisir entre *El. antiquus* et *El. namadicus*. Cependant les formules réduites de la dentition des Éléphants nains (12 à 16 lames aux M^3 , 14 à 17 aux M_3) sont plus conformes à celles de l'espèce asiatique chez laquelle on sait que le nombre des lames d'émail des molaires n'atteint jamais le chiffre élevé de certains spécimens de l'espèce européenne. Par exemple M^3 ne dépasse pas 16 lames chez *El. namadicus*¹ tandis qu'elle peut varier de 15 à 21 chez *El. antiquus*.

Il me paraît donc évident que les Éléphants nains des îles méditerranéennes ne se rattachent point à l'Éléphant antique d'Europe, mais, au contraire, à l'espèce asiatique *El. namadicus* dont l'aire d'extension aurait atteint les rives de la Méditerranée.

Il n'est d'ailleurs pas exclu de penser que cette aire se soit étendue aussi à l'Europe continentale, car la grande variété des dents de nos gisements européens, attribuées à l'Éléphant antique, laisse soupçonner que certaines d'entre elles — celles notamment de type « laticoronate » et de formule laminaire réduite (16 lames aux M_3) — pourraient bien appartenir à l'espèce asiatique. Adams, ainsi que le rappelle Vaufrey (1929), avait depuis longtemps noté la très grande ressemblance des dents d'*El. namadicus* et de celles d'*El. antiquus* à formule réduite.

Il est également possible que l'Éléphant antique ne soit pas demeuré confiné à l'Europe et que, pénétrant vers l'Est l'aire d'extension de son congénère asiatique, il ait atteint les confins extrême orientaux de l'Eurasie. Il ne faut pas oublier, en effet, que depuis longtemps le problème des origines de l'Éléphant actuel de l'Inde inquiète les Paléontologistes et que, se fondant uniquement sur la morphologie des dents, divers auteurs ont, comme Depéret, pensé voir dans l'*El. namadicus* l'ancêtre de l'espèce actuelle². Récemment encore Teilhard de Chardin et Trassaert (1937) ont indiqué que, dans la région du Shansi, on pouvait suivre, à travers les niveaux supérieurs du Quaternaire, la transformation progressive des dents de l'espèce fossile en celles de la forme actuelle. Mais est-il bien sûr qu'il s'agisse de

1. D'après DEPÉRET. Voir aussi FALCONER et CAUTLEY (*Fauna antiqua sivalensis*).

2. D'autres, comme Osborn (1924) ont rattaché cette dernière à l'*El. hysudricus*.

dents d'*El. namadicus*? Ce que l'on sait depuis longtemps sur les ressemblances des dents de ce dernier et de celles d'*El. antiquus* et, surtout, ce que nous a appris l'étude des structures craniennes de ces deux espèces, m'incitent à douter de ce rapprochement. Nous avons pu noter, en effet, au cours des pages précédentes, la similitude remarquable du crâne de l'*Hesperoloxodon* et de celui de l'*El. indicus* alors que celui d'*El. namadicus* appartient à un tout autre type.

Je pense — et ceci n'est qu'une hypothèse contrôlable seulement le jour où l'on découvrira en Asie quelque crâne typique — qu'un certain nombre de représentants de l'Éléphant antique, chassés des forêts européennes par le refroidissement climatique qui accompagna l'extension glaciaire würmienne, pourraient bien avoir trouvé un refuge, vers la fin du Pléistocène, dans la brousse tropicale de l'Asie méridionale; les Éléphants qui y vivent actuellement seraient leurs descendants directs.

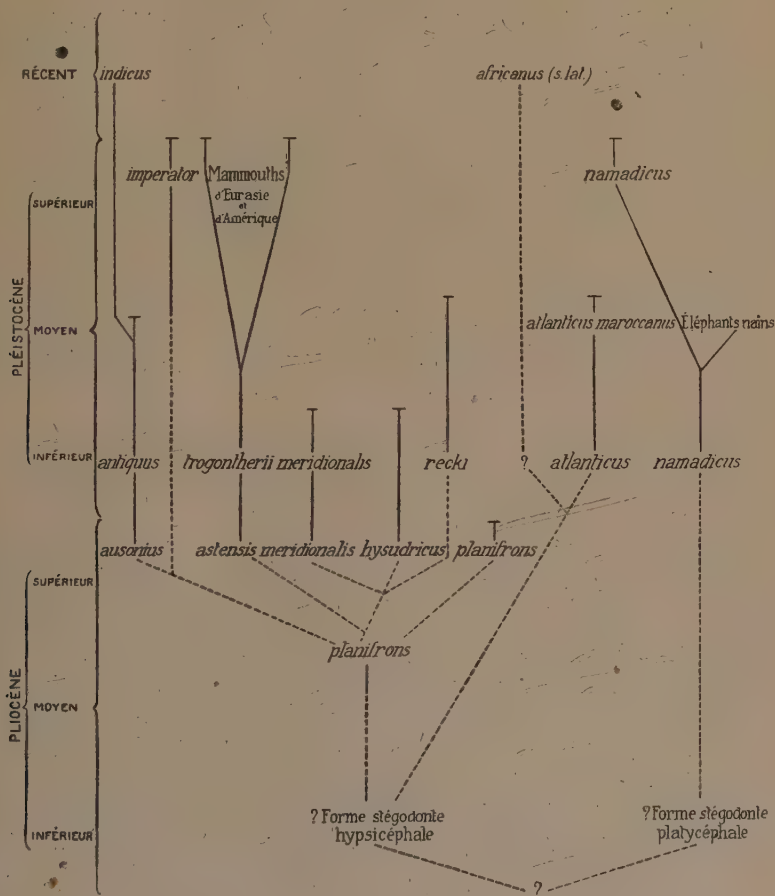
Une telle distribution des Éléphants fossiles ne se heurte à aucune impossibilité géographique puisqu'à la fin du Pliocène l'*El. planifrons* était répandu en Europe, en Afrique du Nord et en Afrique australe, ce qui implique d'étroites relations fauniques entre ces diverses régions. L'*El. Recki*, lui-même, si voisin des formes eurasiatiques *meridionalis-hysudricus*, confirme l'existence, à la fin du Tertiaire, de ces relations entre les deux Continents.

Une autre question demeure en suspens, c'est celle de l'origine de l'Éléphant d'Afrique. Il faut avouer que rien, jusqu'ici, ne permet de l'éclaircir définitivement. La connaissance de l'*El. Recki* n'apporte rien de direct à la solution de ce problème. Il permet seulement d'affirmer qu'à l'extrême début du Quaternaire vivait, en Afrique, un groupe d'Éléphants d'affinités eurasiatiques et sans liens de parenté phylogénique directe avec l'espèce actuelle. Nous savons, par contre, qu'à peu près à la même époque, cette dernière était représentée en Afrique du Nord¹ par une espèce extrêmement voisine, typiquement loxodonte, l'*El. atlanticus*, et, qu'entre ces deux formes, il existe — en ce qui concerne leur dentition — de nombreux intermédiaires morphologiques; j'ai moi-même signalé (1938 b) une de ces formes transitionnelles fossiles recueillie dans la région du Ténéré. Le crâne d'*El. atlanticus* n'est pas connu, mais on peut affirmer que, lorsqu'il le sera, il se révélera du même type

1. Et peut-être aussi en Afrique australe (ARAMBOURG, 1938 a, p. 17).

que celui d'*El. africanus* et de ses sous-espèces. L'origine de ce groupe doit être recherchée au cours du Pliocène parmi des formes archidiscodontes encore inconnues, plus primitives même qu'*El. planifrons*, ou mieux, parmi quelque forme stégodonte puisque nous savons, depuis peu, qu'il en a existé en Afrique.

Je donne, pour terminer, un essai de phylogénie du groupe des Éléphantinés tel que je le conçois d'après les considérations précédentes.



BIBLIOGRAPHIE

- ARAMBOURG C. 1938 a. — Mammifères fossiles du Maroc. *Mém. Soc. Sc. Natur. du Maroc*, Rabat, n° XLVI, 72 p., 15 fig., 9 pl.
- et TILHO. 1938 b. — Sur l'Éléphant fossile du Ténéré découvert par M. Stéphane Desombre. *CR. A. S.*, Paris, t. 206, p. 1775.
- BERCKHEMER F. 1930. — Die « Waldelefant » von Steinheim an der Murr. *Aus der Heimat*, Stuttgart, 43 Jhg. Heft 11, p. 331-337, 6 fig.
- 1938. — 25 Jahre « Verein zur Förderung der Württ. Naturaliensammlung in Stuttgart ». Stuttgart, 1938, pl. VII.
- DEPÉRET, MAYET et ROMAN. 1923. — Les Éléphants pliocènes. *Ann. de l'Univ. de Lyon*, t. I, Sciences et Médecine, fasc. 43, 224 p., 15 fig., 11 pl.
- DIETRICH W.-O. 1915-1925. — Wissenschaftliche Ergebnisse der Oldoway-Expedition, 1913. Neue Folge, Heft 1 et 2 : *Elephas Recki* n. f. aus dem Diluvium Deutsch Ostafrikas. Teil 1 : 1915. *Archiv. für Biontologie des Gesellschaft Naturforschender Freunde*, Berlin, Bd. IV, Heft 1, 79 p., 6 fig., 8 pl. Teil 2 : 1925, Borntraeger, Berlin, 38 p., 6 fig., 3 pl.
- FALCONER et CAUTLEY. 1846-1847. — Fauna antiqua sivalensis.
- HOPWOOD A. T. 1929. — A review of the fossil Mammals of Central Africa. *American Journ. of Sc.*, New Haven, Connecticut, 5^e ser., vol. XVII, n° 98, p. 111-118.
- 1935. — Fossil Proboscidea from China. *Paleontologia Sinica*, Nanking, ser. C, vol. IX, fasc. 3, 108 p., 8 pl.
- LEAKEY L. S. B. 1931. — The Stone Age Cultures of Kenya Colony. University Press, Cambridge, 288 p., 31 pl.
- DE LORENZO et d'ERASMO. 1927. — L'*Elephas antiquus* nell' Italia meridionale. *Atti della R. Accad. delle Sc. fisiche e matematiche*, Napoli, ser. II, vol. XVII, n° 11, 104 p., 21 fig., 9 pl.
- MATSUMOTO H. 1924. — Preliminary Note on Fossil Elephant in Japan. *Journ. of Geol. Soc. of Tokyo*, vol. 31, n°s 371, 372, p. 255-272.
- 1929. — On *Loxodonta* (*Palaeoloxodon*) *tokunagai*. *Jap. Sci. Rept. Tohoku, Imp. Univ.*, (2), vol. XIII, p. 7-11.
- NESTI. 1825. — Lettere sopra alcune ossa fossili del Valdarno non per anco descritte. Sulla nuova specie di Elefante fossile del Valdarno. *Nuovo Giorna d. Lett.*, Pisa, vol. XI, 24 p., 1 pl.
- OSBORN H. F. 1922. — Migration and Affinities of the fossil Proboscideans of Eurasia, North and South America, and Africa. *American Naturalist*, New York, vol. 56, n° 646, p. 448-455, 1 fig.
- 1924. — *Parelephas* in relation to phyla and genera of the family Elephantidæ. *American Museum Novitates*, New York, n° 152, 7 p., 2 fig.
- 1931. — *Palaeoloxodon antiquus italicus* sp. nov., final stage in the *Elephas antiquus* phylum. *American Museum Novitates*, New York, n° 460, 24 p., 17 fig.

- OSBORN H. F. 1934. — Primitive *Archidiskodon* et *Palaeoloxodon* of South Africa. *American Museum Novitates*, New York, n° 741, 15 p., 5 fig.
- PILGRIM G. 1904. — On the Occurrence of *Elephas antiquus* (*namadicus*) in the Godavari Alluvium with remarks on the species, its distribution and the age of the associated Indian Deposits. *Records of the Geol. Surv. of India*, Calcutta, vol. XXXI, Pt. 3, p. 199-218, 1 fig., 5 pl.
- POHLIG H. 1884. — Vorläufige Mittheilungen über das Plistocaen insbesondere Thüringens. *Sitz.-Ber. niederrhein. Ges.*, Bonn, p. 47-61.
- POHLIG H. 1888-1891. — Dentition und Kranalogie des *Elephas antiquus* Falc..... *Nova Acta Leop., Carol.*, Bd. LIII et LVII.
- POMEL A. 1895. — Les Éléphants quaternaires. *Carte Géol. de l'Algérie*, Alger, Paléontologie, Monographies, 67 p., 15 pl.
- RAMSAY A. C. et GEIKIE J. 1878. — The Geology of Gibraltar. *Quart. Journ. of the Geol. Soc.*, London, t. 34, p. 505-541, 12 fig., 1 carte.
- TEILHARD DE CHARDIN P. et TRASSAERT M. 1937. — The Proboscidiens of South-Eastern Shansi. *Paleontologia Sinica*, Nanking, ser. C, vol. XIII, fasc. 1, 58 p., 6 fig., 13 pl.
- VAUFREY R. 1929. — Les Éléphants nains des Iles méditerranéennes... *Arch. Inst. Paléontologie humaine*, Paris, Mémoire n° 6, 220 p., 45 fig., 9 pl.

LÉGENDE DE LA PLANCHE IV

Elephas Recki :

- FIG. 1. — Deuxième molaire inférieure droite (M_2) vue par la face occlusale. $\times 1/4$ environ.
- FIG. 2. — Troisième molaire supérieure gauche (M^3), vue par la face occlusale. $\times 1/4$ environ.
- FIG. 3. — Mandibule avec M_2 et M_3 en place, vues par la face occlusale. $\times 2/11$.
- FIG. 4. — Crâne, vue basilaire. $\times 1/15$ environ.
- FIG. 5. — Crâne, vue faciale. $\times 1/15$ environ.
- FIG. 6. — Crâne, vue de profil. $\times 1/15$ environ.

Tous ces spécimens proviennent des gisements de l'Omo et font partie des collections de Paléontologie du Muséum d'Histoire Naturelle.

QUELQUES CONSIDÉRATIONS SUR L'ÉVOLUTION DES LIMONS

PAR **B. Brajnikov** ¹.

Le problème de l'évolution des formations superficielles en lithologie a été à peine abordé. Quelques cas particuliers, plus ou moins bien étudiés, et se rapportant surtout à l'altération des roches anciennes, peuvent, tout au plus, nous donner des idées d'ordre général. C'est encore en pédologie que nous trouverons des cas concrets et des généralisations fondées sur des études extensives. Mais l'objet et le but d'études du pédologue diffèrent sensiblement de ceux du pétrographe. Dans ces conditions aucun aperçu d'ensemble du problème ne peut être fait à l'heure actuelle. Cependant, je veux tenter d'indiquer quelques principes, les différents facteurs qui interviennent et les conclusions, toutes provisoires d'ailleurs, qui semblent se dégager.

Le principe le plus général de toutes les sciences pourrait être, pour le cas précis examiné dans cet article, formulé de la façon suivante : *l'évolution est la réaction du dépôt à l'action du milieu environnant*.

Or, la surface terrestre nous présente une variation extrême des milieux dans le temps et dans l'espace. Il s'agit donc de voir dans quels milieux on rencontre les limons, de quels facteurs dépendent leurs modifications et comment le dépôt réagit à ces modifications. Je me bornerai, d'ailleurs, aux milieux continentaux.

Il faut distinguer, en premier lieu, le *milieu subaquatique* du *milieu subaérien*. Des différences très profondes, sur lesquelles je ne peux pas insister ici, les séparent. Il serait, pourtant, intéressant d'en noter 2 : 1° un limon en voie de formation sous l'eau est recouvert progressivement par d'autres dépôts, ce qui entrave d'une façon considérable la *circulation d'eau* au sein du limon et l'*échange de matière* entre celui-ci et le monde environnant. Le système tend à devenir *isolé*, et l'évolution se poursuivra en vase clos, s'apparentant par là aux phénomènes du métamorphisme proprement dit; 2° le milieu subaquatique est essentiellement un milieu *réducteur*, par opposition au milieu

1. Note présentée à la séance du 16 mars 1942.

essentiellement oxydant subaérien, ce qui se traduit, par exemple, par la couleur surtout grise des sédiments dans le premier cas, contre des couleurs vives : jaune, brune, etc., dans le deuxième. Aucune étude précise n'est encore venue nous révéler l'évolution *réelle* de dépôts dans ces conditions particulières. Ce n'est que par analogie avec nos expériences de laboratoire et avec les phénomènes de diagénèse et de métamorphisme, mieux étudiés, que nous avons des idées sur la marche probable de cette évolution. Je n'insisterai donc pas davantage sur le milieu subaquatique.

Tout au contraire, le milieu subaérien est caractérisé par un échange intense de matières non seulement à la surface même, mais à des profondeurs assez considérables, là où peut pénétrer l'eau, véhicule de substances les plus diverses pouvant entrer en réaction avec la matière du limon.

Il en résulte que l'évolution particulière en milieu subaérien se fait largement en fonction de la circulation et de la composition d'eau naturelle (que ce soit la circulation descendante, ascendante, voire même les variations du niveau hydrostatique).

De plusieurs particularités qui caractérisent la circulation d'eau dans les limons nous retiendrons sa *vitesse* relativement grande et son *intermittence*, qui, joints aux nombreux facteurs extérieurs, occasionnent des variations brusques et fréquentes des conditions physico-chimiques, auxquelles est soumis le limon.

L'eau naturelle, percolant à travers le limon, est chargée de multiples matières d'origine externe ; elle est d'autre part capable de dissoudre (dissolution simple ou après décomposition), en quantité plus ou moins grande, tous les constituants des limons. Il s'ensuit que cette circulation a pour effet, d'une part, d'éliminer certaines substances *propres aux limons*, et d'autre part, d'y abandonner (comme conséquence de réactions plus ou moins simples, physiques ou chimiques), des substances d'origine externe que l'eau tenait en solution. Les substances ou les formes nouvelles qui n'existaient pas dans le dépôt primitif sont dits des *néoformations*. On a jusqu'à présent peu insisté sur elles, et pourtant ce sont le meilleur et le plus sûr critère que nous ayons de l'évolution.

Selon la quantité relative et la nature des substances actives¹, d'origine externe ou interne, nous remarquerons que c'est l'un ou l'autre groupe qui impose son caractère propre aux solutions percolantes (action de masse, produit de solubilité). Je distinguerai donc le *milieu propre au limon* du *milieu propre à l'eau*

1. B. BRAJNIKOV. *CR. Ac. Sc.*, 214, 1942, p. 374.

(de percolation). Tant que ce milieu reste inchangé ce sont les mêmes modifications, les mêmes néoformations qui vont apparaître. Dès qu'il aura varié, ces néoformations deviendront instables et vont se transformer à leur tour. C'est le phénomène de *dégradation* des pédologues. Il nous indique un déplacement d'équilibre et annonce une nouvelle phase de l'évolution.

Parmi les substances d'origine externe, à part le gaz carbonique et l'oxygène, toujours présents dans l'eau d'infiltration et dont le rôle immense dans l'altération superficielle des roches est bien connu, il apparaît que de très nombreuses transformations dans les limons sont imputables à l'action de la matière organique vivante ou décomposée. Malheureusement les études précises nous manquent pour l'instant.

Je n'insisterai pas sur d'autres facteurs d'ordre *climatique*, *topographique*, etc., dont la discussion m'entraînerait trop loin.

La principale conséquence qu'on peut tirer de cet état de choses est que l'on peut, avec profit, appliquer les lois physico-chimiques de l'équilibre à l'étude de l'évolution des ensembles superficiels, tels que les limons.

L'expérience montre que les formations superficielles se présentent comme des « corps » plus ou moins étendus de constitution sensiblement constante, effet de l'unité de la province d'alimentation, du climat, etc. (C'est la limitation fondamentale à l'idée, assez généralement exprimée, que la constitution des formations superficielles détritiques est due au hasard). De tels « corps naturels », ensemble avec l'eau qui y circule, constituent des systèmes de phases, tendant à la réalisation d'un équilibre stable, et l'évolution n'est donc qu'une série continue de réactions physico-chimiques tendant à ce but. Le sens et la nature des réactions définiront le *type de l'évolution* et les équilibres successifs permettront de distinguer les *phases de l'évolution*.

Les tendances générales de toute évolution superficielle des limons apparaissent ainsi.

En une seule époque géologique, sans variations du climat, de la végétation, etc., nous aurons, en première approximation, une ou deux phases principales dans l'évolution, selon la nature et la quantité des constituants actifs. Deux cas sont à considérer : 1° c'est l'eau qui, d'emblée, impose son caractère au milieu (une phase) ; 2° ce sont les substances actives du limon qui, jusqu'à leur élimination, imposent leur caractère au milieu (première phase) ; le milieu propre à l'eau étant ensuite dominant (deuxième phase). Dans ce cas la première phase sera caractérisée par l'apparition des néoformations avec *cimentation* plus ou

moins prononcée du dépôt ; la deuxième phase sera caractérisée par la disparition progressive de ces néoformations, peut-être par l'apparition de nouvelles, et finalement par élimination plus ou moins complète des substances actives. La roche tendra à devenir meuble et constituée seulement de substances inertes. Nous rejoignons l'unique phase du premier cas. De plus, les constituants actifs dominant dans les fractions fines de l'ensemble, leur élimination tend à augmenter ou à déplacer le maximum vers les fractions plus grossières. Je résume ce paragraphe dans le schéma suivant :

FORMATION DU DÉPÔT.

	(Exondation).
1 ^{re} phase	Rupture d'équilibre par la circulation des eaux superficielles.
	Milieu propre au limon.
	Rajustement d'équilibre avec néoformations, Cimentation.
2 ^e phase	Rupture d'équilibre par modification du milieu.
	Milieu propre à l'eau.
	(Néoformations).
	Rajustement d'équilibre par élimination plus ou moins complète des substances actives du limon.
	Résidu relativement stable des substances inertes.

Les travaux des pédologues ont abouti à l'établissement de plusieurs *types de sols*, ou, ce qui revient au même, de plusieurs *types d'évolutions*. Les deux principaux, qui ont trouvé une application dans les études lithologiques, peuvent être caractérisés ainsi :

1) Migration des substances actives par entraînement mécanique ou dissolution simple, sans décomposition, en milieu essentiellement acide avec concentration de ces substances à un niveau déterminé : *type podzolique*.

2) Décomposition des silicates avec éliminations subséquentes plus ou moins poussées : *type siallitique*¹.

Mes études me conduisent à y ajouter un troisième type caractéristique de l'évolution en *milieu calcaire*. Ce type serait lié aux formations à teneur notable en carbonates de calcium (de Mg éventuellement) et semblerait avoir une répartition très large à la surface de la terre. En particulier beaucoup de forma-

1. H. HARRASSOWITZ. Laterit. Fortschr. Geol. Paleont., 4, n° 14, 1926.

tions dites « résiduelles » paraissent être liées à ce type d'évolution. On aura donc :

3) Élimination de carbonates alcalino-terreux, avec apparition de néoformations caractéristiques, en milieu essentiellement alcalin : *type de décalcification*.

J'ai signalé ailleurs la possibilité d'appliquer les types d'évolution podzolique et de décalcification pour expliquer la formation de ce dépôt très particulier du Bassin Parisien qu'est l'argile à silex¹. Les études ultérieures m'ont conduit à généraliser ce processus aux limons des plateaux, notamment à ce qu'on appelle la terre à briques².

Une littérature immense est consacrée aux lœss et aux terres à briques, qui traite de leur mode de formation, des transformations qu'ils ont subies depuis leur dépôt, etc.³. On considère que la terre à briques résulte de la transformation du lœss. Sans avoir la moindre intention de reprendre la discussion de ce problème, je veux simplement montrer comment, à mon avis, une telle évolution cadre avec le schéma précédent.

Les substances actives du lœss (ergeron) sont particulièrement caractérisées par une grande proportion de carbonates, qui peut atteindre environ 30 % du poids total de la formation. On peut donc prévoir que l'évolution normale des lœss sera à deux phases et que dans la première phase le milieu de l'eau d'imbibition du lœss sera propre au limon et caractérisé par la présence d'une quantité importante d'électrolytes (notamment de bases fortes (Ca^{++}) vis-à-vis d'acides faibles (CO_3^{--} ; $\text{CO}_3\text{H}-$)). La réaction du milieu sera donc faiblement alcaline (pH voisin de 8), propice, en général, à la solubilisation de colloïdes négatifs (SiO_2) et à la floculation de colloïdes positifs ($\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Al}(\text{OH})_3$).

La néoformation qui caractérise ce milieu est la substance que j'ai appelée *minéral E*¹. En effet, nos recherches ont montré² que la terre à briques est caractérisée par une grande abondance de cette néoformation qui en fait de la terre à briques un véritable micro-grès à ciment du minéral E. (Première phase ; évolution du type décalcification).

L'élimination totale des carbonates occasionne un changement profond dans le milieu. Les eaux de pluies à réaction acide mettent en déséquilibre la néoformation et introduisent la deuxième

1. B. BRAJNIKOV. Recherches sur les formations dites « argile à silex » dans le Bassin de Paris, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 10, n° 1 et 2, 1937.

2. V. MALYCHEFF et B. BRAJNIKOV. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 11, 1938, 249.

3. V. MALYCHEFF. Le lœss, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, n° 2, 1929.

phase de l'évolution. Effectivement, nous avons montré que certaines formations de ce genre étaient caractérisées par la destruction du minéral E, avec apparition de néoformations nouvelles (2^e phase. Évolution du type podzolique).

Cet exemple, indiqué brièvement, nous présente un cas concret de l'évolution à deux phases d'un genre de limons particulier.

LOGIQUE DES ROCHES ARGILEUSES

PAR **Pierre Urbain**¹.

La composition chimique et minéralogique des roches qui forment l'enveloppe sédimentaire de l'écorce terrestre permet de les diviser en trois grands groupes :

Roches	Minéraux caractéristiques
<i>Roches carbonatées</i> ..	Calcaires..... Dolomies..... Calcite, aragonite. Dolomite.
<i>Roches siliceuses</i>	Quartz, calcédonite, opale.
	<i>Silicates hydratés :</i>
<i>Roches silicatées</i> , dites <i>Roches argileuses</i> .	(a) d'alumine (b) d'alumine et de magnésie (c) d'oxyde ferrique

La connaissance du dernier groupe témoigne, vis-à-vis des deux premiers, d'un retard dont la terminologie en usage permet de mesurer toute l'importance : on nomme encore *argiles* des roches et des minéraux à la fois, comme à l'époque où les « systèmes minéralogiques » ne distinguaient pas encore ceux-ci de celles-là.

Des arguments nombreux conduisent à renoncer au terme d'argile pour désigner des espèces pures, et à le réserver aux roches, c'est-à-dire aux associations de minéraux, ou de minéraux et d'organismes. Pour désigner collectivement les minéraux caractéristiques des roches argileuses, il est commode d'utiliser l'expression de *silicates hydratés des argiles*, qui offre l'avantage de mettre en évidence la silice et l'eau, oxydes communs à toutes les espèces du groupe.

D'après la nature des bases qui accompagnent ces deux oxydes fondamentaux, on peut distinguer trois sous-groupes parmi les silicates hydratés des argiles : 1° les *silicates aluminiques hydratés* (kaolinites, halloysite, beidellite, etc.) ; 2° les *silicates magnésiens et aluminomagnésiens hydratés* (sépiolite, attapulгите, montmorillonite, etc.) ; les *silicates ferriques hydratés* (nontronites).

Le faciès cristallographique de ces minéraux paraît déterminé par leur état d'hydratation. On connaît en effet : a) des *gels mixtes* de silice et d'alumine, ou de silice et d'oxyde ferrique : amorphes et gonflés d'eau, ils ne sont pas chimiquement définis, et le nom de silicates leur est donné pour de simples raisons de

1. Note présentée aux séances des 13 et 20 avril 1942.

15 février 1943.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XII. — 7

commodité ; b) des *silicates cryptocristallins*, dont le réseau encore imparfait retient à la fois de l'eau *faiblement liée* aux éléments fixes et de l'eau *de constitution* dont le départ provoque « l'amorphisation » du minéral ; c) des *silicates microcristallins* dont le réseau parfait ne retient plus que de l'eau de constitution.

Bien que les silicates hydratés du sous-groupe magnésien et aluminomagnésien se présentent parfois, macroscopiquement, avec un faciès fibreux ou papyracé, l'examen microscopique ou roentgenographique permet de considérer la majorité, sinon la totalité des minéraux des types *b* et *c* comme des phyllites douées, à l'image des micas, d'un clivage très aisé suivant la base *p* (001) d'un prisme monoclinique. Toutefois, l'aluminium est tétracoordonné dans les micas, minéraux à structure ionique, alors qu'il est hexacoordonné dans les silicates hydratés des argiles¹ comme d'ailleurs dans presque tous les minéraux alumineux formés dans la biosphère : ce caractère paraît correspondre à la condition qui veut que, dans un milieu physique donné, les espèces chimiques ou minérales les plus stables soient celles qui possèdent la plus petite énergie libre.

Du point de vue génétique, on admet unanimement que les éléments des silicates hydratés des argiles sont fournis par la décomposition de quelques minéraux essentiels des roches éruptives ou métamorphiques, instables dans les conditions de la biosphère précisément parce que l'aluminium y est complètement ou partiellement tétracoordonné. Au premier rang de ces fournisseurs de silice et d'alumine, on rencontre les feldspaths, mais l'altération des micas², des amphiboles³, etc., apporte une contribution importante à la remise en mouvement des oxydes qu'on retrouve combinés dans les silicates hydratés des argiles. On peut concevoir que ceux-ci proviennent des silicates d'origine profonde par *filiation directe*, la structure de l'édifice cristallin primitif étant encore discernable dans le minéral secondaire, ou par *filiation indirecte*, le processus de réorganisation cristalline qui aboutit à la formation du silicate hydraté étant absolument indépendant de la structure du minéral altéré et du mécanisme de l'altération.

La première conception a eu longtemps la faveur des géochimistes et des minéralogistes, et les promoteurs de la seconde,

1. DE LAPPARENT J. Logique des minéraux du granite. *Rev. Scient.*, 79^e année (1941), pp. 285-292.

2. LACROIX A. Transformations dans la zone phréatique des poches à phlogopite d'Ampandandrava (Madagascar), *Bull. Soc. Fr. Minéral.*, LXIII (1940), p. 4.

3. URBAIN P. C. R. somm. S. G. F., 1941, p. 17 : Sur quelques particularités minéralogiques des argiles smectiques du bassin pliocène de la Moulouya (Maroc).

qui ont puisé leurs arguments dans l'étude des structures au moyens des rayons X et dans quelques faits d'observation récemment découverts, ont eu quelque peine à faire admettre que la filiation indirecte pouvait bien correspondre au cas le plus fréquent : s'il en est effectivement ainsi, les silicates hydratés des argiles devront être rangés parmi les *métacolloïdes*, l'état de gel que certains d'entre eux affectent encore, comme on vient de le voir, n'étant que le premier terme d'une lente évolution vers l'état microcristallin.

Ceci dit, les roches argileuses, au sens le plus large, peuvent être définies comme des sédiments dans lesquels il est possible de déceler la présence d'un ou plusieurs silicates hydratés conformes à la description précédente, *sans considération de proportions ou de propriétés*. Ainsi compris, le groupe n'a d'autres limites que la sensibilité des méthodes de détermination des silicates hydratés des argiles, et il peut englober des formations qui ne renferment ces minéraux qu'à titre d'éléments subordonnés à leurs minéraux essentiels : tels sont les calcaires argileux, les grès à ciment argileux, etc.

Pour éviter d'empiéter sur le groupe des roches carbonatées ou des roches siliceuses, on peut convenir, avec M. L. Cayeux, que le nom de roche argileuse sera réservé aux sédiments dont la masse est formée pour moitié au moins par les silicates hydratés des argiles, ou à la rigueur à ceux dans lesquels ces mêmes silicates existent en proportions plus importantes qu'aucun autre minéral.

Pour la plupart des auteurs, les *argiles proprement dites* sont les roches qui satisfont à cette dernière condition. Cependant celle-ci n'a pas besoin d'être remplie pour qu'apparaissent les propriétés physiques qui donnent tant d'attrait à l'étude du groupe : la plus générale et la plus frappante est la *plasticité à l'état humide*. A l'état sec, les argiles sont cohérentes, mais elles se désagrègent spontanément dans l'eau avec un abondant dégagement de fines bulles d'air, qui indique une *porosité* assez élevée. Abstraction faite des grains de quartz les plus grossiers, des agrégats hétérogènes de minéraux formés par métasomatose et des débris fossiles, les particules ainsi libérées sont remarquables par leur ténuité. Le diamètre moyen de celles des minéraux caractéristiques est voisin du micron, la limite supérieure étant de l'ordre de 50 à 100 μ . en dehors de quelques rares gisements où l'on a observé des cristaux de kaolinite ou de sépiolite pouvant atteindre 1 à 2 mm. La limite inférieure est inconnue, mais il est probable qu'elle ne répond à aucune réalité sensible : on sait en effet que la particule minérale hydratée, fragment

isolable d'un réseau cristallin, passe d'une manière continue à la *micelle colloïdale*, entité cinétique comparable à une molécule de taille énorme, immergée avec un grand nombre de ses pareilles dans une solution aqueuse.

C'est à cette circonstance que les propriétés des roches argileuses doivent, lorsqu'elles se manifestent à la température ordinaire, de pouvoir être expliquées par les propriétés beaucoup plus générales des *systèmes colloïdaux*, qui unissent des corps très divisés et très fortement hydratés à des solutions d'électrolytes. Qui dit solution dit présence simultanée d'un solvant et d'au moins un corps soluble ou hydrolysable : or les silicates hydratés des argiles sont insolubles, et ils ne sont pas hydrolysables, aucun ion fort n'entrant dans leur constitution. Si donc leur présence est nécessaire à l'apparition des propriétés physiques des roches argileuses, elle n'est pas suffisante : des matériaux non-caractéristiques doivent contribuer, par leur solubilité ou leur altérabilité, à minéraliser les solutions qui imbibent ces roches dans la plupart de leurs gisements, faute de quoi les propriétés en question ne se manifesteraient pas, ou à un faible degré.

Il paraît donc possible d'élargir le point de vue de la pétrographie classique et de définir très généralement les roches argileuses comme suit :

Les roches argileuses sont des associations lithologiques qui unissent, à des silicates hydratés aluminiques, aluminomagnésiens ou ferriques doués de propriétés comparables à celles des colloïdes, une solution d'électrolytes dont la minéralisation est fournie, partiellement ou complètement, par des matériaux non-caractéristiques, solubles ou altérables.

Cette solution peut être un *témoin* du milieu de sédimentation primitif, dont elle reproduit plus ou moins fidèlement les caractères physicochimiques. A vrai dire, la conservation d'une telle *solution résiduelle* exige un concours de circonstances assez rarement réalisé : dans le cas le plus fréquent, la solution imbibitrice est une *solution percolante*, qui s'est peu à peu substituée à la solution résiduelle et qui circule avec une vitesse très faible, mais non négligeable. En effet, l'imperméabilité des sédiments argileux, trop souvent présentée comme un postulat, est contredite par des faits d'observation dont les principaux sont *l'imbibition à refus* d'une foule de roches argileuses en place et les *phénomènes de métasomatose* qui donnent naissance à des minéraux secondaires dont l'existence implique l'infiltration d'eaux très aérées, d'origine pluviale ou nivale. Les solutions percolantes sont en général plus faiblement minéralisées que les solu-

tions résiduelles, mais on ne saurait voir là un critère absolu : la nature des cations dominants et surtout la présence de certaines associations ioniques sont plus instructives, surtout dans le cas des roches argileuses d'origine marine ou saumâtre.

Les minéraux et les substances organiques qui accompagnent les silicates hydratés des argiles se confondent en principe avec ceux qu'il est possible de rencontrer dans toutes les catégories de sédiments, et il est inutile de les énumérer ici¹. Par contre, il peut être intéressant de les grouper, d'après leur origine ou d'après leurs propriétés.

Du premier point de vue, les *matériaux empruntés aux roches cristallines* méritent évidemment de retenir l'attention, puisque c'est à ces roches que les phénomènes d'altération enlèvent la plupart des oxydes combinés dans les silicates hydratés des argiles. On notera en particulier que le rôle des *minéraux détritiques lourds* dans l'association formée par les minéraux caractéristiques des roches argileuses, les minéraux non-caractéristiques et la solution imbibitrice ne peut être que passif, car ils sont rigoureusement insolubles et pratiquement inaltérables. Ces caractères sont également ceux des *grains les plus grossiers du quartz*, et il est logique de les réunir avec les minéraux détritiques lourds sous le nom de *matériaux inertes*.

Tous les autres minéraux non-caractéristiques doivent être considérés comme *matériaux ionogènes*, capables de fournir des ions à la solution imbibitrice, on peut les diviser en trois catégories :

1. *Sels figurés solubles* : sel gemme, gypse, calcite, aragonite, dolomite, giobertite, sidérite, etc. Bons électrolytes, ils passent en solution à l'état d'anions et de cations.

2. *Minéraux insolubles mais altérables*, subdivisés en :

a) *Sels figurés oxydables*, représentés en premier lieu par les sulfures de fer ; leur oxydation, compliquée par une ou deux réactions d'hydrolyse, laisse de l'hydroxyde ferrique colloïdal, qui passe généralement à la goethite, et des sulfates dont le gypse est le plus banal ;

b) *Silicates et aluminosilicates hydrolysables*, représentés par des minéraux tels que les feldspaths ou les micas déjà nommés, et dans lesquels des cations forts (et notamment K^+ , Na^+ et Ca^{++}) sont associés à un squelette aluminosiliceux qui joue le rôle d'anion. L'hydrolyse, lorsqu'elle est totale, met en liberté les

1. Voir à ce sujet : CAYeux L. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires, chap. IV.

éléments les plus électropositifs, à la suite de quoi le squelette électronégatif se déforme, perd une partie de sa cohésion, et va jusqu'à donner des gels complexes. Il est probable que la majeure partie des silicates hydratés des argiles procède de ce mode d'altération, la formation du gel établissant une coupure formelle entre le minéral altéré et le minéral secondaire.

3. *Matériaux absorbants*, capables de fixer certains ions présents dans la solution imbibitrice, de former avec eux une *combinaison d'adsorption* limitée à la surface de l'adsorbant, et enfin de les rétrocéder à une autre solution. Dans ce cas, la combinaison d'adsorption qui disparaît se comporte tantôt comme un sel soluble (*désorption* simple), tantôt comme un sel hydrolysable (*double décomposition* ou *échange de bases*), mais, à la différence de ces deux catégories de corps, *elle n'est jamais figurée*, et seuls des tests physicochimiques permettent d'en établir l'existence.

Sont adsorbants tous les matériaux colloïdes — et parmi eux, les substances organiques, qui sont assez abondantes dans certaines roches argileuses, mériteraient une étude attentive — et quelques cristalloïdes dont les particules sont très voisines des micelles par leurs dimensions et leurs propriétés : on pourrait refaire à leur propos les réflexions déjà émises au sujet des silicates hydratés des argiles. A cet égard, les *grains les plus fins du quartz* peuvent donner en milieu alcalin des suspensions ou mêmes des pseudosolutions dans lesquelles des micelles siliciques, très fortement hydratées et beaucoup plus volumineuses que les anions SiO_3^{--} ou SiO_4^{---} qui interviennent dans les raisonnements théoriques, sont stabilisées par des cations Na^+ , K^+ ou Ca^{++} . Ici encore, les combinaisons d'adsorption formée entre la silice et ces cations ne sont pas décelables par voie optique : leur existence ne se trahit que par les changements apportés à la composition et aux propriétés physicochimiques du liquide intermicellaire.

On voit donc que, suivant les dimensions de ses particules, la silice libre est inerte ou ionogène. Dans le premier cas, les méthodes minéralogiques permettent de la rapporter au quartz, à la calcédonite ou à l'opale ; dans le deuxième, les distinctions établies entre ces variétés de silice disparaissent, et il n'est plus permis de parler que de silice colloïde¹.

1. On peut également employer l'expression de *silice dispersée* si l'on juge que l'état de la silice ne justifie pas l'emploi du terme de colloïde.

Le chimiste qui procède à l'analyse globale d'une roche détermine la nature et les proportions des *constituants élémentaires* du système physicochimique représenté par cette roche ; sont dits *indépendants* les constituants dont les proportions ne sont pas astreintes à demeurer dans un rapport fixe.

De son côté, le pétrographe qui procède à l'analyse minéralogique de la même roche détermine la nature et (autant que faire se peut) les proportions des *phases* du même système : celui-ci compte autant de phases solides que de minéraux déterminés sans ambiguïté. Toutefois, dans un système physicochimique quelconque, *toutes les parties dont il est possible de démontrer l'homogénéité et l'identité appartiennent à la même phase* : cette définition laisse place à l'existence de phases liquides ou gazeuses sur l'importance desquelles je reviendrai plus loin.

Le mot « système », qui vient d'être employé, répond à la nécessité d'introduire, dans la science des roches, des facteurs d'ordre dynamique et énergétique qui puissent compléter les données purement statiques fournies par la détermination des constituants et des phases : si l'observateur peut déceler l'intervention de la température, des pressions ou des concentrations dans la genèse et les avatars d'une association minérale, celle-ci devient assimilable à un *système pétrographique*, système naturel, mais soumis aux mêmes lois que les systèmes physicochimiques réalisés et étudiés *in vitro*.

Pour le géologue et le géochimiste, ces lois peuvent être un guide précieux, car elles apportent toutes, sous des formes diverses, des restrictions à la nature, au sens et à l'ampleur des changements d'état et des réactions dont les systèmes physicochimiques sont le siège. Appliquées à bon escient, elles doivent donc permettre de discuter de la formation et de la stabilité des systèmes pétrographiques, et « de se libérer dès l'abord », suivant l'expression de M. Paul Niggli, « des hypothèses qui conduiraient à des contradictions du point de vue thermodynamique ¹ ».

La *loi des phases* rentre dans ce cadre général. Elle permet de prévoir le nombre de phases réunies dans un système en équilibre chimique dont on connaît les constituants et la *variance* : ce dernier terme désigne le nombre des degrés de liberté dont dispose le système, qui est de variance ν si l'un des facteurs dont dépend l'équilibre est fonction de ν variables. Par exemple, à 0°0076 et sous la pression de la seule vapeur d'eau, le système eau-glace-vapeur d'eau ne dispose d'aucun degré de liberté, la

1. NIGGLI P. La loi des phases en minéralogie et pétrographie (Act. Scient. et Ind., fasc. 611-612), Généralités, p. 18.

plus petite modification de la température ou de la pression provoquant la disparition de l'une des trois phases présentes : l'équilibre est donc *invariant* ($\nu = 0$) ; au-dessus de $0^{\circ}0076$, lorsque la phase glace a disparu, il devient *monovariant* ($\nu = 1$), car la tension de la vapeur d'eau ne dépend que de la variable température : $p = f(T)$; et il devient *divariant* ($\nu = 2$) si l'on dissout un sel dans l'eau, la tension de vapeur étant alors fonction de la variable température et de la variable concentration :

$$p = f(T, C) ; \text{etc.}$$

On énonce généralement la loi des phases sous la forme suivante :

Le nombre des phases d'un système en équilibre chimique est égal au nombre n de ses constituants indépendants, augmenté du nombre n' des conditions qui lui sont imposées de l'extérieur, et diminué de la variance :

$$\varphi = n + n' - \nu.$$

Lorsque les conditions extérieures se réduisent à la température et à la pression, comme le géochimiste et le pétrographe peuvent l'admettre dans la plupart des cas, on a $n' = 2$, et l'on peut écrire :

$$\varphi = n + 2 - \nu.$$

En fait, dans ces deux égalités, n désigne moins le nombre des constituants que le nombre des facteurs d'ordre chimique (pressions partielles des constituants gazeux, concentrations des constituants dissous, et plus généralement *potentiels chimiques* de tous les constituants présents) qui déterminent l'équilibre du système au même titre que les facteurs physiques représentés par les conditions extérieures.

Le caractère expérimental et concret des notions de constituant, de phase et de variance a permis d'en faire les bases de la *systématique des associations minérales* ; d'autre part, la loi des phases s'est avérée être un excellent *instrument de critique génétique* : elle a rendu à ce double titre de grands services à la pétrographie des roches éruptives et métamorphiques. Dans quelle mesure les certitudes qu'elle apporte peuvent-elles être étendues aux roches sédimentaires, et avant tout aux roches argileuses ?

Il est d'usage de représenter les sédiments argileux comme des associations détritiques et *purement fortuites* de minéraux alloènes.

Or, cette manière de voir néglige deux des éléments essentiels du problème : 1) la *phase liquide* représentée par le milieu de sédimentation ou la solution imbibitrice ; 2) la *phase gazeuse* dont il faut tenir compte chaque fois que les constituants de l'atmosphère libre ou souterraine, et notamment O_2 , CO_2 , H_2O ou H_2S , participent à des réactions génétiques, diagénétiques ou métasomatiques. Quel profit la connaissance des roches éruptives aurait-elle tiré de la notion de phase si le pétrographe, s'attachant exclusivement à l'étude des minéraux, avait négligé le magma, la solution thermominérale ou la fumerolle ?

Le précédent des roches d'origine profonde a montré, en outre, que la loi des phases est applicable, moyennant certaines précautions, à des associations minérales dont tous les membres n'ont pas pris part à l'établissement de l'équilibre final : ceux d'entre eux qui sont restés étrangers à ce phénomène (comme les parois d'un verre à expérience restent étrangères à la réaction qui se poursuit à leur contact) sont appelés *phases indifférentes* par le physicochimiste. Les roches qui renferment des phases de ce genre résultent de la succession d'au moins deux processus de formation : elles sont donc *hétérogénétiques*¹, mais à chaque processus correspond, en principe, un *groupe isogénétique de phases*, assimilable à un système en équilibre chimique lorsqu'on l'isole par la pensée des autres groupes discernables.

Cette conception semble applicable aux roches argileuses, car les minéraux inertes mentionnés plus haut ne sont autres que des phases indifférentes. Dès qu'il est tenu compte de la phase liquide et de la phase gazeuse, et que les minéraux inertes sont censés appartenir à un seul groupe isogénétique, de formation très antérieure à tous les autres, il devient possible de rechercher un ordre logique dans des sédiments qu'une extrême complication apparente a fait considérer trop hâtivement comme le résultat du hasard.

Pratiquement, le problème à résoudre consiste à *prévoir le nombre et, sinon la nature, du moins le type chimique des minéraux caractéristiques et ionogènes, à reconstituer les réactions qui les ont engendrés, et à les grouper isogénétiquement*.

A cette fin, il est commode de découper *a priori*, dans l'association étudiée, un nombre restreint de systèmes partiels, calqués dans toute la mesure possible sur ceux dont les conditions d'équilibre ont été déterminées par voie expérimentale, et choisis de telle sorte que chacun d'eux renferme les constituants élémen-

1. *Id.* Applications. p. 3.

taires indispensables à la formation de l'un des minéraux considérés comme essentiels.

La loi des phases et l'analyse combinatoire, appliquées successivement à ces systèmes partiels, permettent alors de dresser la liste de tous les modes d'association concevables. Ceux dont la probabilité d'existence est la plus faible sont éliminés grâce aux données relatives à la stabilité des phases connues, — après quoi il faut choisir, parmi ceux qui restent, celui dont le mode présumé de formation s'accorde de la manière la plus étroite avec les conditions naturelles, déduites des observations faites sur le terrain ou sous le microscope.

Il peut arriver que la discussion infirme une partie des hypothèses adoptées, et notamment celles qui ont présidé au choix des systèmes partiels. Il n'y a là rien qui doive inquiéter le pétrographe : comme les causes de désaccord résident dans certains faits, restés ignorés ou tenus jusque-là pour secondaires, l'automatisme de la méthode précédente lui donne l'assurance que ces faits se mettront d'eux-mêmes en évidence, et qu'il pourra les utiliser, d'abord pour rectifier ses prémisses, ensuite pour mener à bien l'interprétation de la genèse de la roche étudiée.

L'exemple des argiles calcaires est bien fait pour illustrer les avantages qu'il est possible de tirer de la loi des phases.

Par définition, et abstraction faite des minéraux accessoires, une argile calcaire associe un ou plusieurs silicates aluminiques hydratés à un ou plusieurs carbonates de calcium.

On admettra donc, à *titre provisoire*, que ces minéraux essentiels résultent de deux processus indépendants, et on distinguera deux systèmes partiels dans le sédiment considéré. Il est entendu, en outre, que les réactions intéressées se produisent dans les limites de température et de pression qui caractérisent la biosphère, et que les deux systèmes partiels ne comprennent que les constituants strictement nécessaires pour donner lieu à ces réactions, leur variance étant déduite des faits d'ordre expérimental.

Sur ce dernier point, il se peut que l'un ou l'autre des systèmes choisis atteigne parfois à l'invariance, mais il ne faudrait voir là qu'une coïncidence entre les conditions extérieures et celles qui permettraient, eu égard aux propriétés particulières des constituants, l'établissement d'un équilibre invariant stable. A supposer que cette coïncidence soit réalisée, elle ne conduirait qu'à la formation d'associations minérales éphémères, car il est exceptionnel que la température, la pression ou les concentrations conservent longtemps des valeurs fixes en un même point de la surface du globe.

A. Tout processus capable d'engendrer un silicate aluminique hydraté intéresse au moins trois constituants : SiO_2 , Al_2O_3 et H_2O .

Et tout processus capable d'engendrer un monocarbonate de calcium anhydre (calcite ou aragonite) intéresse au moins deux constituants : CaO et CO_2 . Toutefois, il est impossible d'affirmer que la formation d'un carbonate hydraté tel que l'*hydrocalcite* ($\text{CO}_3\text{Ca} \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$) n'a pas précédé celle du carbonate anhydre ; de plus, il faut tenir compte de la présence de l'acide CO_3H_2 et du bicarbonate $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Ca}$ dans la phase-solution. Ici encore, il faut donc raisonner sur trois constituants : CaO , CO_2 et H_2O .

Dans les deux cas, $n = 3$, d'où $= n + 2 = 5$ pour $v = 0$.

En fait, le premier système est monovariant, l'expérience ayant montré que la présence de la silice ou de l'alumine dans l'eau ne modifie pas la relation $p = f(T)$, car ces deux oxydes sont pratiquement insolubles. On a donc $n = 3$, $v = 1$, d'où $\varphi = n + 2 - v = 4$. Déduction faite de la solution et de l'atmosphère, il reste deux phases, c'est-à-dire *deux minéraux* entre lesquels on peut concevoir *trois modes d'association* :

1. Coexistence à l'état libre, sous la forme pectique ou cristalline, de la silice et d'un hydrate d'alumine (la *boehmite*¹, par exemple).

2. Coexistence de l'une des deux phases précédentes avec un silicate aluminique hydraté.

3. Coexistence de deux silicates aluminiques hydratés.

Des associations appartenant à l'une ou à l'autre de ces trois types ont été fréquemment observées par les pétrographes ou les technologues, et le raisonnement précédent laisse à penser qu'il faut les regarder, non comme le résultat de rencontres fortuites, mais comme la conséquence de phénomènes d'équilibre au sein du système $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$.

Par ailleurs, l'étude du système $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ a montré que la concentration de l'anhydride carbonique dans la phase-solution est simultanément fonction de la pression partielle de ce gaz dans l'atmosphère et de la température : $C_{\text{CO}_2} = f(P_{\text{CO}_2}, T)$.

Cette relation impliquant la divariance, le nombre total des phases en équilibre diminue encore d'une unité : $\varphi = 3$. Il n'y a donc ici qu'un seul minéral en présence des phases fluides.

C'est généralement la calcite, dont le domaine de stabilité coïncide plus exactement avec les conditions dites ordinaires que celui des autres phases concevables : aragonite, hydrocalcite,

1. La boehmite ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) a été signalée par M. J. de Lapparent dans les argiles réfractaires de l'Ayrshire.

hydrates de calcium. Les chances de rencontrer ces divers corps diminuent dans l'ordre où ils sont énumérés, et leur persistance à côté de la calcite doit être imputée des phénomènes de *contrainte chimique* dont la cause principale semble être la disparition de la solution avant l'établissement d'un état d'équilibre stable.

Ainsi, *dans l'hypothèse de l'indépendance absolue des deux processus de formation, une argile calcaire doit associer trois minéraux essentiels, dont un seul carbonate.*

B. En réduisant à trois, comme je viens de le faire, le nombre des constituants du premier système partiel, on néglige délibérément l'origine de la silice et de l'alumine, puisqu'on s'interdit de considérer des minéraux comme les feldspaths, les micas, etc., et l'on s'oblige à admettre que certains silicates aluminiques hydratés peuvent se former dans des solutions qui renfermeraient ces deux oxydes libres à l'état d'ions, de micelles ou de floculats.

Cette supposition rentre évidemment dans le cadre de la théorie de la filiation indirecte, déjà invoquée p. 2, et elle implique que la formation d'un silicate aluminique hydraté peut se produire indifféremment dans les eaux qui circulent ou qui stagnent à la surface des terres émergées ou *dans les bassins de sédimentation où s'élabore le carbonate de calcium.*

Dans le premier cas, une argile calcaire est bien le résultat de deux processus indépendants et successifs : conformément aux vues classiques, qui tiennent les silicates hydratés des argiles pour essentiellement terrigènes, la silice et l'alumine sont déjà *combinées* dans ces minéraux lorsqu'elles parviennent dans les lacs ou les océans.

Dans le deuxième cas, ces grandes dépressions ne reçoivent que les solutions qui transportent la silice et l'alumine *libres* sous les formes indiquées un peu plus haut, et *les deux processus de formation deviennent simultanés* : on peut donc remplacer les deux systèmes partiels considérés jusqu'ici par un système global à cinq constituants (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , CO_2 , H_2O) en mettant les phases-solutions et les phases gazeuses en commun.

Le nouveau système reste divariant, car la relation concernant la solubilité de l'anhydride carbonique en fonction de sa pression partielle et de la température est toujours valable ; on a donc $n = 5$, $v = 2$, d'où $\varphi = 5$. Compte tenu des deux phases fluides, on trouve, comme dans l'hypothèse A, qu'une argile calcaire *doit associer trois minéraux*, et les trois modes d'association prévus p. 11 subsistent, — *mais l'analyse combinatoire permet d'en concevoir deux autres* :

4. Coexistence d'un silicate aluminique hydraté et d'un carbonate de calcium avec un silicate ou un aluminosilicate de calcium.

5. Coexistence d'un silicate aluminique hydraté avec deux carbonates de calcium.

Ce dernier type d'association doit être relativement rare dans un système ne comportant réellement que cinq constituants : à ma connaissance, l'introduction de SiO_2 ou de Al_2O_3 , ou des deux à la fois, dans le système partiel $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$, à la température ordinaire, n'est pas capable de modifier les conditions de stabilité des divers carbonates de calcium, et par suite d'accroître les chances de rencontrer l'aragonite ou l'hydrocalcite à côté de la calcite.

Par contre, l'introduction de CaO dans le système partiel SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O permet d'envisager la présence d'un aluminosilicate tel que l'anorthite, en équilibre par l'intermédiaire de la solution avec les deux autres minéraux dont la loi des phases affirme l'existence. La solubilité des silicates et des aluminosilicates alcalinoterreux étant pratiquement nulle, cet équilibre, s'il intervient, ne peut affecter que la forme d'une *réaction d'hydrolyse*, limitée par la réaction inverse. En d'autres termes, l'anorthite (ou tout autre minéral pouvant en tenir la place : il faut que l'aluminium y soit tétracoordonné) doit se décomposer en fournissant des ions Ca^{++} à la solution *dans la mesure où celle-ci tend à en être privée par la précipitation du carbonate de calcium*, comme l'exige la loi générale du déplacement de l'équilibre chimique. Postérieurement à l'hydrolyse, la dissolution de ce carbonate pour une cause quelconque pourra renverser le sens du processus et, sinon provoquer la néoformation d'un silicate ou d'un aluminosilicate de calcium¹, du moins favoriser la persistance de l'anorthite, qu'il est naturel de considérer comme détritique.

Si ce schéma général est correct, la décomposition hydrolytique de l'anorthite doit se produire dans les mêmes conditions que la précipitation dont elle tend à compenser les effets, c'est-à-dire en milieu neutre ou légèrement alcalin, et non en milieu acide comme l'impliquent les équations chimiques qui servent ordinairement à représenter la kaolinisation des feldspaths. Il est donc permis de penser que ce dernier phénomène peut se poursuivre dans les solutions naturelles dont le pH est voisin de 8, c'est-à-dire dans les eaux courantes en équilibre avec l'atmosphère et dans les eaux de mer normales.

1. Toutefois, cette éventualité ne doit pas être formellement exclue, comme le montre la présence de minuscules cristaux d'orthose secondaire dans des sédiments crétacés exempts de tout métamorphisme (v. L. CAYEUX, *loc. cit.*, p. 278.

Il est à peine besoin de rappeler que les innombrables analyses chimiques exécutées par les pétrographes, les agronomes ou les industriels sur les argiles calcaires réelles y ont toujours décelé plus de cinq constituants. Il faut déterminer non seulement SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , CO_2 et H_2O pour avoir une image fidèle de la composition élémentaire des roches argileuses, mais aussi Fe_2O_3 « total », MgO , K_2O et Na_2O , plus divers anhydrides (SO_3 , Cl , S , etc.) dans d'assez nombreux cas particuliers.

Puisque $n = 9$ dans le cas général, on devrait avoir $\varphi = 7$ après déduction des deux phases fluides, tant que le système reste divariant. En fait, à *mesure qu'un système se complique, sa variance tend à augmenter*. Par exemple, la solubilité au carbonate de calcium, qui ne dépend que de la pression partielle de l'anhydride carbonique et de la température tant que ce sel est seul présent, devient fonction de trois variables (d'où $\nu = 3$) sitôt que la phase-solution renferme les éléments d'un seul plus soluble, comme le sulfate de calcium ou le chlorure de sodium : $\text{C}_{\text{CO}_3\text{Ca}} = f(\text{P}_{\text{CO}_2}, \text{T}, \text{C}_{\text{SO}_4\text{Ca}})$.

On voit donc que l'accroissement du nombre des phases ne suit pas nécessairement celui des constituants. Deux autres causes agissent dans le même sens :

1° L'aptitude à réagir d'un système de constituants est liée aux propriétés de ceux-ci et aux conditions qui leur sont imposées par la nature ou par l'expérimentateur. Rien ne permet donc d'affirmer que les réactions permises par ces conditions se poursuivront jusqu'à réunion de $n + 2 - \nu$ phases : elles s'arrêteront dès qu'un état d'équilibre stable sera atteint, et il arrivera que le nombre des phases solides en présence à ce moment soit inférieur à $n - \nu$. Le géologue rencontre souvent de tels systèmes : *aberrants* par rapport à la loi des phases, ils restent soumis à des règles qui autorisent encore la prévision du nombre des minéraux associés ¹.

2° Dans des minéraux nombreux, des atomes d'espèce différente, mais doués de la même valence ou du même indice de coordination, peuvent se remplacer mutuellement : tant que la proportion de l'élément de remplacement reste limitée, aucune phase nouvelle n'apparaît. En pareil cas, on doit compter pour un seul constituant les éléments qui jouent le même rôle dans un édifice cristallin donné.

L'application de cette règle montre que le nombre des constituants réellement indépendants ne dépasse guère six à sept dans

1. NIGGILI P., *loc. cit.*, Généralités, pp. 36 et suiv.

la plupart des roches argileuses, et, dans le cas des argiles à éléments carbonatés, c'est l'abondance relative de la magnésie qui détermine l'adoption de l'un des deux systèmes suivants, les éléments de remplacement étant indiqués dans les colonnes de droite :

$n = 6.$	SiO_2	$n = 7.$	SiO_2
	Al_2O_3		Al_2O_3
	$\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MgO.}$		$\text{Fe}_2\text{O}_3.$
	CaO		CaO
	$\text{MgO, Na}_2\text{O}$		$\text{Na}_2\text{O.}$
	K_2O		MgO
	$\text{Na}_2\text{O.}$		K_2O
	CO_2		$\text{Na}_2\text{O.}$
	H_2O		CO_2
			H_2O

A ces systèmes, il est inutile d'incorporer les constituants qui restent confinés dans la phase-solution sans donner lieu à la formation de minéraux figurés (c'est fréquemment le cas de SO_3 et de Cl), mais il peut être nécessaire d'en tenir compte dans la détermination de la variance.

Il reste à justifier les hypothèses émises sur la formation des silicates hydratés des argiles *dans les solutions et dans les bassins de sédimentation*.

Un premier argument concerne la précipitation de *gels mixtes* de silice et d'alumine hydratée, ou de silice et d'hydroxyde ferrique, par coagulation mutuelle, à la température ordinaire, de deux solutions colloïdales dont les micelles portent des charges électriques de signes opposés : les micelles siliciques sont électronégatives et les micelles aluminiques ou ferriques sont électropositives dans les solutions dont le pH correspond aux conditions moyennes de la biosphère.

Ces gels peuvent se déshydrater spontanément dans l'eau et acquérir la structure cristalline qui correspond à l'énergie libre minima du système qu'ils représentent. Ce phénomène de « vieillissement » a été observé par de nombreux auteurs, parmi lesquels M^{lle} S. Veil et M. Chaudron, sur des gels simples d'hydroxyde ferrique, qui passent à la goethite ou à la lépidocrocite suivant les conditions expérimentales. Les mêmes faits ont été étudiés sur les gels mixtes, notamment par W. Noll¹ qui a réussi la synthèse de la kaolinite à partir du système $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$.

Mais il s'agit là de certitudes expérimentales, et le géologue exige des certitudes empruntées à l'observation naturelle.

1. NOLL W. Hydrothermale Synthese des Kaolins, *Chem. Zentralbl.*, 1934 (II), p. 1755 ; Minerals formation in a system $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$, *Jahrbuch. Min. Beil.*, 1933 (A 70), pp. 65-115.

A cet égard, l'étude des argiles calcomagnésiennes a montré l'association fréquente d'un silicate aluminomagnésien hydraté avec un carbonate. A Paris même, des lits de sépiolite ont été observés par Munier-Chalmas¹ dans le calcaire de Saint-Ouen, et j'ai pu reconnaître l'association de la dolomite et d'une sépiolite alumineuse très voisine de l'attapulgitite dans les niveaux argileux des sables de Beauchamp, mes échantillons provenant des fouilles exécutées avenue du Maine pour les travaux de la ligne n° 14 du Métropolitain.

D'autre part, M. Jacques de Lapparent, étudiant le gisement de bentonites de Camp-Berteaux (Maroc), est arrivé à la conclusion que la montmorillonite qui caractérise ces argiles s'est formée en milieu fortement magnésien, aux dépens d'un verre éruptif dont il est facile de reconnaître les débris dans les lames minces. Je partage entièrement cette manière de voir, bien qu'il m'ait été donné d'observer, dans les mêmes roches, des pseudomorphoses de hornblende qui semblent indiquer que ce minéral a pu contribuer à accentuer le caractère magnésien du milieu.

Ce qu'il faut retenir de ces exemples, qu'il serait possible de multiplier en analysant la littérature pétrographique étrangère, c'est que les silicates hydratés, caractéristiques des sédiments argileux, ne sont pas nécessairement en possession de leurs caractères spécifiques lorsqu'ils parviennent dans les bassins de sédimentation, et qu'il faut les considérer *dans bien des cas* comme des minéraux authigènes, au même titre que les carbonates auxquels ils sont associés. Nous n'avons en effet aucune raison de supposer que ce qui a été observé pour les silicates magnésiens et aluminomagnésiens hydratés ne peut se produire pour les silicates aluminiques ou ferriques hydratés, comme la kaolinite, l'halloysite ou les nontronites.

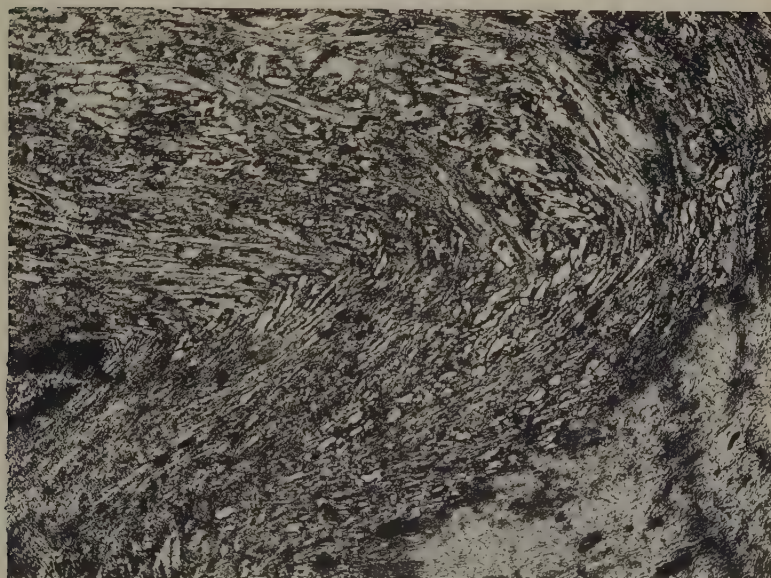
Les considérations précédentes conduisent donc à abandonner, au moins partiellement, la tradition qui faisait des roches argileuses des formations essentiellement détritiques.

1. MUNIER-CHALMAS, in LACROIX. *Min. France*, I, pp. 458-459.





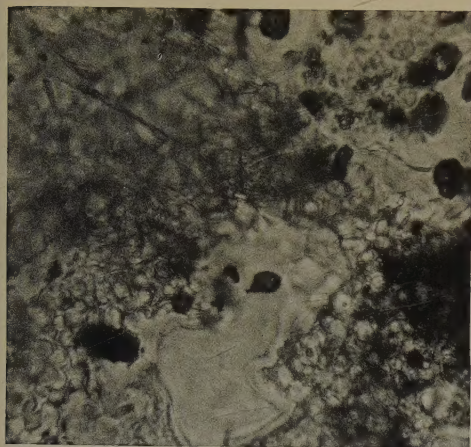
Fig. 1. — Schiste plissoté. *Lum. nat.* $\times 30$



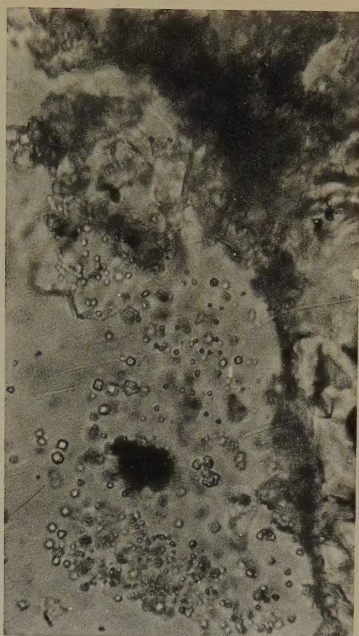
Clichés E. J.

Phototypie Mémin, Arcueil (Seine)

Fig. 2. — Aiguilles de sillimanite. *Lum. nat.* $\times 90$



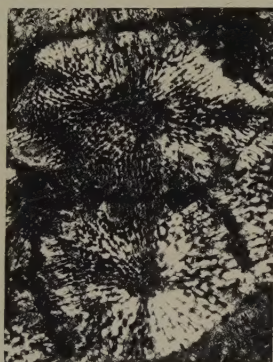
4 X500



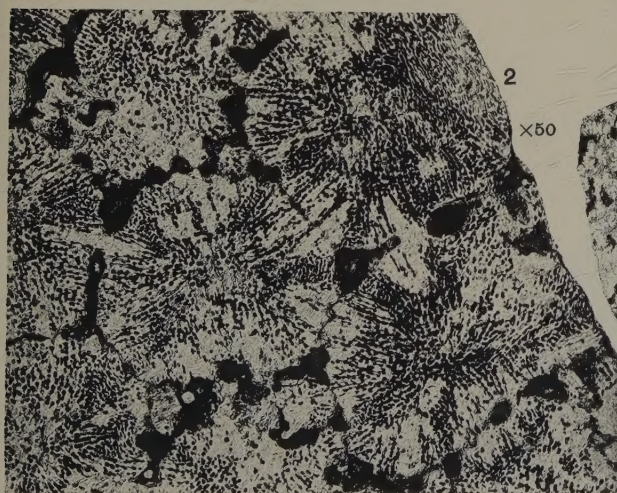
5 X500



6 X600



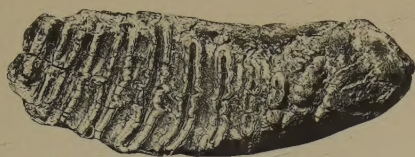
3 X50



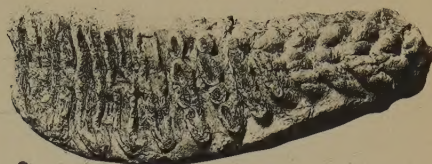
2 X50



1 X12



1



2



3



4



5



6

